THESE
Présentée
pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR
DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE TOULOUSE

Ecole Doctorale : Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace

Spécialité : Hydrologie

Par Mme Valérie ESTUPINA BORRELL

Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair
Application à de petits bassins versants du sud de la France

Soutenue le 21 avril 2004 devant le jury composé de :

M. Christian Puech	Président du jury
M. Jean Michel Tanguy	Rapporteur
M. Michel Desbordes	Rapporteur
M. Jean Michel Grésillon	Examinateur
M. Denis Dartus et M. Rachid Ababou	Directeurs de thèse
M. Jean Michel Roques - société SCOT	Invité
M. Michel Alquier	Invité

N° d'ordre : 2100

REMERCIEMENTS

Je remercie toutes les personnes qui m'ont permis d'aller au bout de ce travail et je présente mes excuses à toutes celles que je pourrais oublier de citer dans ces quelques lignes.

Ce travail de thèse comporte une dimension collective qu'il convient de souligner. Je tiens à remercier tous ceux et celles qui y ont participé, au sein de l'IMFT et de la société SCOT qui m'ont accueillie, et aussi, au sein des organismes extérieurs, publics et privés, partenaires des différents projets de Recherche et Développement dans lesquels j'ai été intégrée. Je fais en particulier allusion aux projets EICRIN et SPHINCS créés dans le cadre de l'appel à projet du CCRDT Midi Pyrénées 1999, au projet « Eau et Feu » financé par l'Agence Spatiale Européenne en 2000, aux projets ADEMA financés par le CNES en 2000 et 2001, au projet PACTES financé par le Ministère de la Recherche et de la Technologie en 2002. Je joins à ces partenaires le SCHAPI, qui en croyant aux possibilités de MARINE, a donné une dimension opérationnelle à mes travaux de recherche.

Je tiens à remercier tous les membres du jury : M. Tanguy et M. Desbordes, les rapporteurs de mes travaux de thèse, en dépit de leurs lourdes charges de travail, M. Puech et M. Grésillon, les examinateurs, ainsi que M. Roques et M. Alquier, les invités. Leurs travaux de recherche respectifs ont été pour moi des références scientifiques et le débat qu'ils ont orienté lors de la soutenance de cette thèse a apporté une réelle conclusion à ces travaux en incluant toutes les perspectives d'évolution.

Je remercie la société SCOT d'avoir cofinancé et co-encadré ces travaux de recherche. Je tiens à remercier plus spécifiquement au sein de la direction, Jean-Claude Cazeau, qui m'a accordé sa confiance, non sans quelques mises en garde, en acceptant de financer mes travaux. Mais aussi

Jean-Michel Roques, Philippe Puyou Lacassiès, Ghislain Gonzalès, Thierry Rabaute et Stéphane Dupuy, mes co-encadrants ou interlocuteurs, pour leur professionnalisme, leur aide et leurs conseils. Merci également pour la rapidité de réaction dont ils ont fait preuve dans la fourniture des données spatiales indispensables à mon travail.

Je remercie Jean Fabre, Directeur de l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse, puis Olivier Simonin, qui lui a succédé dans cette tâche, ainsi qu'Olivier Thual, responsable du groupe HYDRE qui m'a accueillie.

Je remercie mes directeurs de thèse, Denis Dartus et Rachid Ababou, qui m'ont permis, par la complémentarité de leurs travaux de recherche et de leur personnalité, d'avancer dans mes propres travaux. Merci à Denis pour m'avoir donné toutes les conditions matérielles dont un thésard ne peut habituellement que rêver et merci de m'avoir donné une véritable place dans ton équipe en me permettant de prendre part à bons nombres de ses projets de R&D. Merci aussi de m'avoir appris à optimiser un code de calcul… Merci à Rachid pour tes idées et conseils scientifiques toujours pertinents, pour toutes les solides bases que tu m'as données en hydrologie, pour tes corrections, de thèse en particulier. Merci aussi de m'avoir initier aux géostatistiques et aux méthodes particulaires.

Merci aux personnels de l'Ecole Doctorale, du CNRS, du CIES et de l'INPT pour leur professionnalisme et leur disponibilité. Un grand merci aussi à tous les membres de l'IMFT et de l'ENSEEIHT, mes collègues de tous les jours, grâce à qui j'ai pu mener ce travail à bien dans la bonne humeur.

En particulier, je remercie le groupe HYDRE qui m'a si bien accueillie, tant humainement que matériellement.

Michel Alquier est l'homme sans qui rien n'aurait été possible. Je t'en remercie très chaleureusement. Non seulement tu m'as accordé toute ta confiance mais tu as toujours été présent pour répondre à mes préoccupations scientifiques… et humaines. Tu as participé à part entière à l'encadrement de mes travaux de recherche ainsi qu'à leur orientation… Bon vent Michel !

Jacques Chorda et Benoît Le Guennec qui ont eu une grande influence sur mes travaux et qui ont toujours été présents pour répondre à mes interrogations scientifiques mais dont la modestie et l'humilité les empêcheront de le reconnaître. Merci Benoît pour votre générosité, votre humour, votre culture sans frontière et vos nombreuses discussions toujours enrichissantes. Merci Jacques pour ton aide de tous les jours, pour les nombreuses heures que nous avons passées ensemble sur le GIS, toujours dans la bonne humeur, pour nos collaborations sur de nombreuses études et publications, pour nos fous rires…

Merci à Marie-Madeleine Maubourguet pour ta collaboration sur de nombreuses études, pour tes compétences scientifiques, pour ton soutien de tous les jours et pour ton immense gentillesse. Merci à Olivier Thual pour tes si nombreuses compétences en tant que chef du groupe HYDRE, en tant qu'enseignant et en tant que chercheur de très grande qualité. Tu es pour moi une véritable référence, j'espère avoir l'honneur de travailler avec toi à l'avenir.

Mais c'est bien sûr aussi à mes amis-collègues que mes remerciements s'adressent en priorité. Ils m'ont non seulement aidé dans mes travaux mais ils m'ont aussi apporté, toujours dans la bonne humeur, le témoignage de leur véritable amitié.

Je commencerai par Cécile Llovel, mon Amie ! Je t'adore pour ta bonne humeur, pour ton petit côté maternel protecteur, pour ta spontanéité, pour ta sincérité. Merci pour ton aide de tous les jours et sous toutes ses formes que je ne saurais citer ici sans doubler le volume de ces remerciements. Une partie du mérite de ces travaux te revient de droit puisque tu as non seulement contribué directement à ces travaux mais tu as aussi été là pour me soutenir jusque dans la dernière ligne droite.

Heureusement que Montpellier n'est pas si loin...

Franc et Géraldine Vigié pour votre amitié, les soirées passées ensemble, toujours pleines de fous rires, à quand la prochaine Franc ?

William Castaings pour ton humour, pour nos prises de tête sur les modèles d'infiltration, pour m'avoir invitée dans ce super resto après en avoir longuement cherché le chemin : et après tu oseras te moquer de mon sens de l'orientation !

C'est à Sylvie que j'adresse ici une attention toute particulière. Sylvie dont la générosité et la disponibilité sont sans limite, entièrement dévouée aux personnes qui l'entourent et d'une fidélité inébranlable… Merci pour ton amitié et ton soutien de tous les instants et peut être plus particulièrement pendant ma grossesse, période professionnellement difficile… Mais aussi pour ta bonne humeur, tes talents de cuisinière, et ton accueil toujours très chaleureux en compagnie de Stéphane… Je vous souhaite de vous épanouir dans une activité orientée vers les arts et la communication qui correspond à vos attentes… et à vos dons !

Merci aussi à tous ceux que j'ai côtoyés durant ces années, avec qui nous avons tantôt plaisanté, tantôt travaillé, mais que je ne peux citer tellement ils sont nombreux. J'ouvrirai juste une parenthèse pour Anne-Laure Le Fessant pour ton amitié et ton aide de tous les jours, ainsi que pour tes talents de cuisinière, Yves Pellerin pour ta sympathie et ta bonne humeur, Lynda Audette ma québécoise préférée, David Labat pour tes conseils scientifiques et tes talents de relecteur. Et je ne saurais oublier Olivier Eiff, Dominique Astruc, Anne-Laure Cadène, Abdelha Fhoti, Karine Leroux, Sabine Sauvage, Philippe Maison, Ali Fadili, Julien Nicod, Déborah Idier, Hélène Mouilleron, Fabienne Collé, Marie Duval, Karine Spielmann .

Merci à tous les stagiaires du groupe pour leur travail et leur bonne humeur : Nicolas Lejeune, Xavier Perrot, Julien Neveu, Daniel Palop, Laetitia Grimaldi, Julien Walter, Emmanuel Guilmin, Mathilde Cauhopé, Arnaud Modeste, Stéphanie Guédy, Christelle Laloi, Guillaume Bonnafoux, Nguyen Tien Cuong, Antoine Kergomard et Emilie Vaury que j'aurais aimé soutenir plus longtemps…

Merci à Marie-Lou Tison, Gilbert Tison, France Alquier, Hervé Neau, Thierry Drouard , Bruno Bourret, Denis Bourrel, Jacqueline Levent, Doris Barrau, Muriel Sabater, Véronique Fortuné, Serge Bories, Sébastien et Marie Cazin, Jean-Félix Alquier, Jean-Pierre Bombaud, Gérard Le Blanc, Charles Nicolas, Gilles Martin et Yannick Exposito, et tous ceux que j'oublie en cet instant présent mais qui eux ne m'ont pas oubliée quand j'en avais besoin…

Merci à Christian Puech de la Maison de la Télédétection pour m'avoir accueillie à différentes occasions à Montpellier, pour nos discussions scientifiques, et pour ta gentillesse. Merci à Georges Marie Saulnier, pour m'avoir accueillie au LTHE et m'avoir initiée à TOPMODEL. Merci à l'équipe de Joël Noilhan du CNRM ainsi qu'à Sophie Morel pour votre collaboration au travers de nombreux projets. Merci à Mahrmoud Bouzelboudgen de m'avoir accueillie et formée au GIS à l'Hydrologie. Merci à Thierry Morel, Sébastien Massart et Olivier Thual d'avoir su m'intéresser à l'art de l'assimilation de données et de m'avoir fait découvrir PALM.

Merci à Jacqueline Desplat et Jean Jacques Vidal de la DIREN Midi Pyrénées, ainsi qu'à Pierre Gaullet de la DDE de l'Aude, pour votre disponibilité et votre collaboration. Merci au SCHAPI et en particulier à Jean Michel Tanguy, Jean-Marie Carrière et Pascale Dupuy pour nos échanges scientifiques et à Marie-Line Philippon pour votre disponibilité et votre efficacité.
Merci à Fabienne Grazzini, de la société ASTRIUM, pour l'intérêt que tu as témoigné à mes travaux, tes conseils et nos restos. Merci à la société ASTRIUM et à l'équipe d'Arnaud Robert de Saint Vincent et de Jean Louis Ducuing pour m'avoir permis de suivre une formation GEOCONCEPT et pour m'avoir accueillie dans vos locaux à de multiples occasions.
Merci à mon employeur actuel, la société SOGREAH, pour m'avoir permis d'apporter les dernières touches à ce rapport dans les meilleures conditions qui soient.

J'ai eu la chance au cours de ma thèse d'être monitrice, puis Attachée Temporaire à l'Enseignement et à la Recherche à l'ENSEEIHT. Merci à Maryse André qui a toujours été présente lors de ma scolarité, merci pour ton aide précieuse, pour ton soutien, pour ta gaîté. Un grand merci à Christian Suzanne pour votre éternelle bonne humeur et vos histoires drôles irremplaçables, mais surtout merci pour votre aide et votre encadrement lors des enseignements que j'ai dispensés, merci aussi pour nos discussions scientifiques toujours très enrichissantes. Merci à Pierre Crausse, mon tuteur pédagogique, ancien Directeur du Département Hydraulique de l'ENSEEIHT, pour votre soutien et vos précieux conseils, pour la confiance que vous m'avez témoignée à de nombreuses reprises et tout particulièrement lors de ma recherche de travail après la thèse. Encore merci à Benoît Le Guennec pour m'avoir fait confiance en m'introduisant dans un certain nombre de vos enseignements. Merci à toute l'équipe du BEI ERE pour ces lundis après midi à jamais gravés dans ma mémoire.
Merci à Paul Duru pour ton humour plein de ressources et pour ta grande disponibilité, encore merci pour le dimanche que tu as passé à l'ENSEEIHT pour m'aider à préparer mes TD alors qu'on se connaissait à peine. Merci à Denis Dartus et Michel Alquier de m'avoir permis de co-encadrer les TD d'informatique et d'hydrologie. Merci à Alain Deltour de m'avoir introduite dans l'univers des concours communs polytechniques. Merci à Véronique Roig pour ta bonne humeur et les TD que tu m'as confiés. Merci à Alexei Stoukov pour tes irremplaçables compétences en informatique et ta disponibilité. Enfin merci à Jacques Georges, le directeur du Département Hydraulique de l'ENSEEIHT, pour la confiance que vous m'avez accordée. Merci encore à Rachid Ababou pour notre expérience de formation continue tout récemment dispensée, on remet ça quand tu veux ! et merci au GDTA, en particulier Philippe Mounier et Hervé Joannes, à la Formation Continue de l'INPT et au SCHAPI, en particulier Jean-Marie Carrière et Jean-Michel Tanguy, de nous avoir permis cette excursion.

Enfin un grand merci aux personnes en apparence extérieures à ces travaux et pourtant si intimement mêlées à cette histoire : François Dabireau, Cécile Mondine et Sandra Zecchin, mes amis et confidents, Fabrice Durand, mon éternel complice, Frédérick Estupina, mon frère et mon exemple, accompagné de sa petite famille, Sandrine Borrell, ma cousine et mon amie, et bien sûr mes beaux parents et grands parents. Je finirai ces remerciements par ceux que j'adresse à mes parents et mon mari. C'est bien vous les sources de motivations de ces travaux, c'est bien vous qui m'avez soutenue pendant ces années humainement bien sûr, mais aussi matériellement et scientifiquement. C'est bien pour vous que je suis venue à bout de ces travaux. C'est donc tout naturellement à vous que je dédie cette thèse.
Et pour finir un grand merci à Melvin pour avoir été si patient avec ta maman…

A mes grands-parents, à mes parents et à mon époux…

TABLE DES MATIERES

I. Chapitre I : Introduction générale

I.1. Contexte des inondations et de la gestion des risques

La gestion de l'eau est d'une importance capitale dans le développement de l'occupation du territoire : elle pose des problèmes d'usage, de pénurie et d'inondation. Nous nous sommes intéressé à ce dernier problème qui constitue une des catastrophes naturelles qui touchent le plus de communes en France. On comptabilisait, entre 1982 et 2001 (hors crues de 1999 !), 54 672 occurrences de ce type (crues et inondations) sur 24 269 communes (IFEN, 2002). On se trouve confronté à un problème de gestion de risque.

De façon classique, l'analyse d'un risque consiste à faire une synthèse entre l'aléa (le phénomène générateur du risque) et la vulnérabilité (les inconvénients potentiels). Alors que l'analyse de la vulnérabilité est du ressort des sciences socio-économiques, l'analyse de l'aléa est du ressort de l'analyse météorologique et de l'analyse hydrologique.

La gestion du risque d'inondation peut se décomposer en trois phases :

- La décision d'occuper un territoire constitue la phase préliminaire de la gestion du risque dite phase de prévention. Les méthodes qui conduisent à des modèles de prévention sont essentiellement statistiques, et peuvent être difficiles, voire impossibles, à utiliser lorsque les observations historiques sont absentes ou insuffisamment nombreuses.
- La phase de gestion de la crise consiste en la surveillance, l'annonce et la prévision d'un événement potentiel de crue afin de minimiser ses conséquences possibles, en agissant sur l'organisation des secours en particulier.
- L'analyse de l'événement et de ses conséquences, dite analyse post crise, permet d'accroître le retour d'expérience et d'enrichir ainsi les deux premières phases de la gestion du risque.

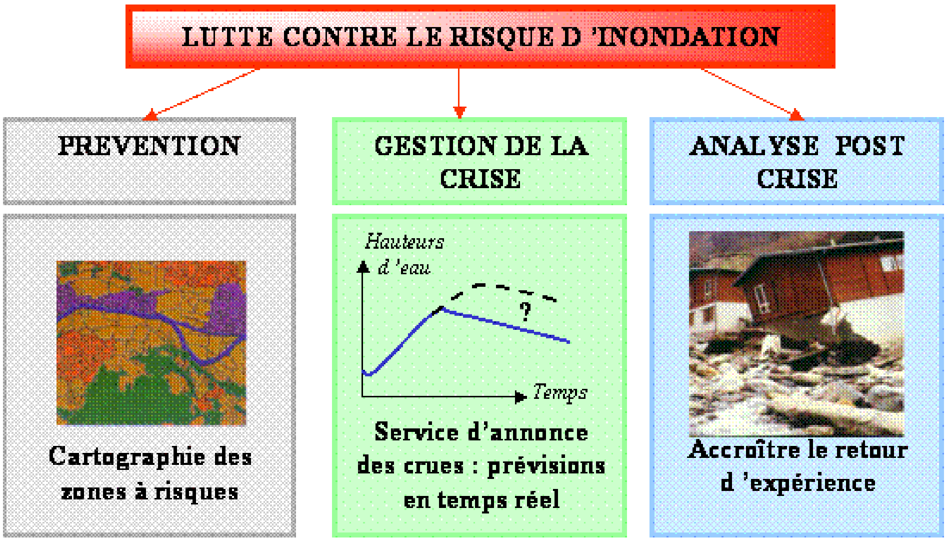


Fig 1.: Risque d'inondation

La prévision et la gestion de la crise sont des procédures réglementées extrêmement complexes en France. Elles font intervenir différents organismes (Météo France, Service d'Annonce des Crue (SAC), Sécurité civile …), dont les compétences sont très spécifiques. Certains d'entre eux sont chargés de prévoir ou au moins de surveiller l'apparition potentielle

d'un événement. Les méthodes utilisées peuvent être très différentes suivant le type de crue et la taille du bassin versant concerné.

Pour des crues relativement lentes qui évoluent suivant une échelle temporelle de l'ordre de la journée, ou plus, et qui concernent des bassins versants moyens à grands (plus de 1 000 km^2), les moyens d'instrumentation, de télésurveillance et de prévision, assurés par les Service d'Annonce des Crues français (SAC rattaché à des DIREN ou DDE le plus souvent), peuvent être suffisamment performants et permettre une gestion de crise efficace.

D'autres crues sont moins bien anticipées par ces méthodes. C'est notamment le cas des crues éclair ou rapides qui sont provoquées par des pluies d'intensité extrême s'abattant sur de petites à moyennes surfaces (jusqu'à quelques centaines de km^2 pour des temps de réaction du bassin de l'ordre de quelques heures). Les apparitions récentes et fréquentes d'événements dramatiques dans certaines régions préférentielles (bassins méditerranéens du Sud de la France), l'évolution de la perception individuelle du risque ainsi que l'extension de l'occupation de certaines zones sont autant de facteurs qui ont contribué à susciter une forte demande sociétale autour de l'anticipation de ces crues éclair.

Un autre cas où les méthodes utilisées, essentiellement basées sur des historiques anciens, sont mises en défaut concerne les bassins peu ou pas jaugés.

I.2. Crues éclair et bassins mal jaugés

Lorsque l'on parle de bassins non jaugés, viennent à l'esprit les grands bassins versants des pays en voie de développement, dont les moyens d'observations et les études hydrologiques sont limités. Toutefois, la problématique des bassins non jaugés est loin d'être spécifique à ce contexte. Même dans un pays aussi développé que la France, il arrive que des bassins versants anthropisés se retrouvent dans un contexte similaire (Oki, 2002). Les modèles hydrologiques classiques de prévision des crues utilisent de longues chroniques d'observation pluie - débit pour leur calage, ils sont donc inefficients pour les bassins mal jaugés, inutilisables pour les bassins non jaugés.

La problématique des crues éclair ressort de la même thématique. Il s'agit de crues qui font suite à de violentes pluies localisées, dont l'évolution est soudaine et de courte durée et dont les impacts humains et socio-économiques sont lourds de conséquences (IAHS *et al.*, 1974) -elles sont parfois aussi appelées crues rapides- comme la crue de novembre 1999 qui a touchée plusieurs départements dont l'Aude.

Dans ce contexte, les observations sont difficiles à acquérir : dispositif de mesures pluviographiques de densité insuffisante, destruction des appareils de mesures limnimétriques, extrapolation excessive des courbes de tarage.

Disposant de peu d'informations de chroniques longues, notre objectif général est de concevoir un modèle permettant d'exploiter au mieux toutes les informations disponibles et notamment des informations provenant de la télédétection.

La télédétection, qui est une technique susceptible d'observer un bassin versant tout entier et de fournir des informations distribuées, semble être une solution palliative à ce manque chronique d'observations et de mesures. Les informations auxquelles elle donne accès, après des traitements préliminaires spécifiques, peuvent concerner les pluies, la topographie, la couverture végétale et bien d'autres domaines. Ces traitements, qui demandent une connaissance pointue des domaines, confèrent à cette approche un caractère pluridisciplinaire. Ainsi, tout au long de ce travail, nous avons bénéficié des compétences de collègues scientifiques comme Météo France pour l'analyse des images du RADAR météorologique ou bien la société SCOT (Service et Conception de systèmes en Observation de la Terre) pour l'interprétation des observations du bassin versant. Toutefois, les modèles hydrologiques ayant été conçus bien avant que la télédétection n'apparaisse, différentes

adaptations supplémentaires entre les données et les modèles doivent être réalisées (Puech, 2000).

I.3. Problème du temps réel et du temps différé pour la prévision opérationnelle

« Pour une utilisation opérationnelle en prévision, on a besoin d'une modélisation spécifique fort différente des besoins de l'hydrologie appliquée à la compréhension et à la reconstitution du cycle de l'eau : simuler n'est pas prévoir. Cependant des améliorations de la connaissance peuvent contribuer à l'un ou l'autre des objectifs. » (Duband, 1999). L'objectif que nous nous sommes fixé n'est pas de présenter ce que l'on pourrait faire avec des données que l'on n'a pas, mais plutôt de définir ce que l'on peut faire avec les données disponibles. Ainsi, dès la première phase de réflexion sur la définition du modèle hydrologique à utiliser pour modéliser les crues éclair, les futures contraintes liées au caractère opérationnel des prévisions qui seront à réaliser vont nous orienter dans le choix de la nature même du modèle hydrologique initial.

Les bassins versants concernés par les crues éclair étant généralement de petite taille avec des temps de réaction extrêmement rapides, la pluie et la crue éclair engendrée peuvent ne durer que quelques heures. Actuellement, les Services d'annonce des Crues français disposent de lames d'eau radar précipitées tous les quarts d'heure, voire toutes les 5 minutes au mieux. Au cours de ce même créneau horaire, ils récupèrent leurs observations terrain : niveau d'eau dans les cours d'eau principaux, niveaux des lames d'eau recueillies par les pluviomètres. Ils disposent donc de quelques minutes pour prévoir l'évolution de la crue pour les heures à venir et éventuellement déclencher l'alerte. (Montz & Gruntfest, 2002) insistent sur le fait que quelques minutes perdues au cours de la phase de gestion de crise peuvent avoir des conséquences catastrophiques : il faut souvent choisir entre une prévision précise et une anticipation suffisante. Suite aux avis avertis des prévisionnistes de terrain (Services d'Annonces des Crues, Météo France), des fournisseurs de technologie spatiale, et bien sûr des chercheurs de différentes spécialités hydrologiques, l'accent a été donc mis sur la rapidité de calcul et la robustesse du code, la prise en compte des données en temps réel et la pertinence des informations fournies.

I.4. Objectifs de la thèse et plan du mémoire

Notre travail s'inscrit dans une optique de gestion du risque lié aux crues éclair et a pour vocation de fournir de nouveaux éléments d'analyse aux décideurs au cours de la phase de prévision des inondations.

La méthode retenue est celle de la modélisation déterministe en temps réel de la propagation des crues. Celle-ci passe par une connaissance des bassins versants sur lesquels elles s'opèrent. Les informations à recueillir sont de différentes natures comprenant les caractéristiques du bassin considérées comme statiques aux échelles de temps d'intérêt (topographie, hydrographie des cours d'eau, géologie, géographie, occupation du sol, végétation...) et les propriétés dynamiques des processus qui s'y opèrent (pluies, transferts d'eau dans le sol passés et présents, évolution de l'état des cours d'eau, et de l'humidité des sols…).

Dans ce rapport, nous allons fournir quelques éléments de réponse à la problématique de la prévision opérationnelle des crues éclair. Nous nous focaliserons en particulier sur une crue éclair : celle des 12 et 13 novembre 1999 survenue dans le Sud de la France (Aude, Pyrénées Orientales, Hérault et Tarn).

Dans un premier temps, nous allons tenter de comprendre quels sont les processus physiques susceptibles d'être responsables de la genèse et de la propagation des crues éclair.

Puis, nous nous pencherons sur différents modèles numériques déjà existants et nous testerons la potentialité de quelques uns de ces modèles à anticiper une crue éclair.

Dans un second temps, nous développerons une modélisation adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Après avoir défini et testé le modèle ainsi conçu, nous analyserons sa capacité à intégrer des images issues de l'observation de la terre. Nous terminerons en présentant quelques applications concrètes, avec ou sans calage.

II. Chapitre II : Eléments de réflexion sur les crues éclair

Résumé du Chapitre II

Ce chapitre explicite la notion de crues éclair. Les définitions de ce phénomène, énoncées dans la littérature, présentent souvent un caractère exclusivement qualitatif lié à leurs formes de manifestations. Les différents processus physiques susceptibles de générer ou de propager ces crues n'y sont pas énoncés. Nous proposons ici une analyse de la genèse et de la propagation des crues en général qui, confrontée aux quelques caractéristiques et observations connues de crues éclair, fournit des modèles de fonctionnements des bassins versants subissant de telles intempéries. Ainsi, alors que le mode dominant de propagation de ces crues paraît bien être le ruissellement superficiel, le mode de genèse de ces écoulements reste incertain entre saturation par le dessus ou bien par le dessous.

Nous avons ensuite présenté les crues étudiées tout au long de ce rapport et les bassins versants associés, puis afin d'avancer dans l'analyse de tels processus, nous avons mis en œuvre des modèles hydrologiques numériques déjà existants et représentatifs de différentes formes de genèse de crue. L'analyse des résultats obtenus par ces modélisations fait ressortir quelques indications sur la nature de la physique de ces écoulements, sur le type des données pertinentes à considérer et sur la catégorie de code à développer pour améliorer la prévision des crues éclair étudiées.

II.1. Introduction du chapitre II

Les 12 et 13 novembre 1999 le département de l'Aude a reçu des pluies diluviennes à l'origine d'une crue remarquable de l'Aude mais aussi de nombreux autres cours d'eau aux bassins versants plus restreints. Une grande partie du département a été touchée en une seule journée par des cumuls de 300 à plus de 500 mm, ce qui avoisine les moyennes annuelles. Les premières pluies ont contribué à saturer le sol, puis la montée de la crue a été soudaine. Les basses plaines de l'Aude, la basse vallée de l'Aude, l'Orbieu et la Cesse ont été mises en alerte simultanément, ce qui ne s'était jamais produit auparavant. Localement, les ruisseaux transformés en torrents ont tout emporté sur leur passage : arbres, voitures, terrains et vignes situés à proximité du lit mineur. L'Orbieu a vu le niveau de ses eaux monter de 4.7 mètres en 4 heures. A Moussoulens, le débit de pointe observé a atteint plus de 3 000 m3/s ce qui ne s'était pas reproduit depuis la crue catastrophique de 1940. Cet événement a touché également les départements voisins de l'Hérault, des Pyrénées Orientales et du Tarn, elle est responsable du décès de 35 personnes et la disparition d'une personne supplémentaire. (Gaume, 2002)



Fig 2.: Sallèles d'Aude - crue de novembre 1999

Cette crue survenue récemment dans le Sud de la France a été particulièrement violente et dévastatrice. Elle rentre dans cette catégorie de crues que l'on qualifie de crues éclair ou rapides. Mais qu'entend-on exactement par « crues éclair »?

Il est possible de trouver dans la littérature plusieurs définitions des crues éclair, voici un récapitulatif des caractéristiques des crues éclair que les auteurs étudiés ont mentionnées :

Caractéristiques des crues éclair	(Webster, 1965)	(AGI, 1972)	(IAHS *et al.*, 1974)	(Patton & Baker, 1976)	(Lanza, 2000)	(Montz & Gruntfest, 2002)	(Carbonnel, 1995)
Apparition et évolution soudaines (réponse hydrologique rapide, temps de montée de crue rapide, violence)	x	x	x	x	x	x	x
Pluies diluviennes qui en sont à l'origine	x	x	x	x	x		x
Importance des débits dans les rivières	x		x				
Locales (géographiquement)	x		x	x		x	x
Difficulté à les prévoir (et éventuellement des dégâts qu'elles engendrent)			x		x	x	

Tab 1 : Tableau récapitulatif des caractéristiques associées aux crues éclair dans la littérature

Dans tous les cas, l'aspect exclusivement qualitatif et non exhaustif de ces définitions, ainsi que le fait de ne caractériser ces crues qu'à travers leurs évolutions et leurs conséquences laisse entrevoir les difficultés auxquelles on est confronté lorsque l'on envisage de les étudier.

De plus, parmi toutes ces définitions, aucune n'en donne une description quantitative. Cette lacune peut se justifier par le manque chronique d'observations de ces crues, relativement à leur violence et leur rapidité. Il est néanmoins possible de trouver des auteurs qui caractérisent quantitativement les crues éclair. Citons (Short, 2000) par exemple qui, sous certains aspects, étend la notion de crue éclair à des crues qui pourraient apparaître sans avoir été précédées de fortes pluies ou à des crues pour lesquelles le ruissellement superficiel pourrait ne pas se produire, et sous d'autres aspects il la recentre sur des crues dont le temps de réponse des bassins est de 6 heures exclusivement. Cette précision est d'autant plus surprenante et critiquable que les propriétés morpho-topographiques, géologiques, l'occupation du sol et l'état hydrique de tels bassins ne sont pas spécifiés.

De son côté, le Ministère de l'Agriculture précise que *« sont considérées comme crues éclair hors normes, celles dont le débit de pointe dépasse 4 fois le débit décennal. En région méditerranéenne, le seuil retenu représente un débit spécifique de 9 m3/s/km2 pour un bassin de 50 km2 »* (Ministère_Agriculture, 1980). Dans les travaux de (Gaume, 2002), les débits spécifiques caractéristiques des crues éclair sur les bassins versants du Languedoc Roussillon pris en considération sont extrêmement variables, depuis 3 ou 4 m3/s/km2 jusqu'à 10 voire 20 m3/s/km2 en certaines stations du bassin.

Il semble qu'on puisse retenir finalement deux caractéristiques essentielles, échelle de temps (rapidité) et lame d'eau totale ruisselée (ou intensité, ou débit). Nous pourrions dresser un tableau qualitatif simple:

	RAPIDITE DE LA CRUE	VOLUME (OU INTENSITE?)
FAIBLE	Crue lente	Crue lente et inondations
FORTE	Crue éclair	Crue éclair catastrophique

Tab 2 : Tableau qualitatif simple sur la définition des crues éclair

Ainsi, la définition du ministère de l’agriculture concerne la “crue éclair hors norme” (donc exceptionnelle, et potentiellement catastrophique)... La définition proposée, en terme de débit de pointe, intègre seulement implicitement la notion de rapidité.

En fait il faudrait une colonne supplémentaire au tableau:

1:Rapidité (échelle de temps...) ;

2:Volume (ou lame d’eau totale ruisselée) ;

3:Intensité max (par exemple débit spécifique de pointe).

Cette terminologie de crue éclair rassemble donc un ensemble de crues caractérisées par leurs évolutions et leurs conséquences : il s’agit de crues difficilement prévisibles qui font suite à des violentes pluies localisées, dont l’évolution est soudaine et de courte durée et dont les impacts humains et socio-économiques sont lourds de conséquences. Cependant, les nombreux exemples de crues éclair survenues dans le passé laissent supposer que différents processus physiques peuvent générer, dans différentes conditions, des crues qui seront toutes éclair.

Notons que, dans ce rapport, nous utiliserons le terme de crues éclair d’une façon qui pourrait paraître parfois un peu abusive en y intégrant aussi les crues à cinétique rapide pour les bassins versants.

Ainsi le travail de ce chapitre consiste, lors d’une première phase, à analyser la genèse et les conditions d’apparition de crues éclair. Cette étude ne nous conduira pas vers une unique solution de modélisation de ce type de crues, mais dictera le profil d’un modèle de crues éclair à vocation opérationnelle. Nous réaliserons donc, par la suite, des simulations de quelques crues éclair, que nous aurons pris soin de décrire préalablement, à l’aide de logiciels existants, disponibles et répondant au moins partiellement aux contraintes de modélisation retenues.

II.2. Hydrologie des crues éclair et tests de modélisation

II.2.1. Caractérisation des crues éclair

Dans cette partie, nous allons analyser différents processus physiques responsables de la genèse et de la propagation des crues et, à partir des définitions des crues éclair précitées ainsi que d'expérimentations et d'observations déjà réalisées lors de ces événements extrêmes, retenir ceux qui seraient susceptibles d'être impliqués dans la formation d'une crue éclair. Nous confronterons ensuite les exigences de la modélisation de ce type de crues aux contraintes d'une prévision temps réel. Ceci nous amènera à définir les principales caractéristiques dont devrait être doté un code de calcul opérationnel de prévision des crues éclair.

II.2.1.1. Processus physiques susceptibles d'être responsable de la genèse et de la propagation des crues éclair

Lorsqu'il pleut sur un bassin versant, toute la difficulté réside dans la définition du partage de l'eau de la pluie entre ces différentes destinations possibles (évaporation, infiltration ou ruissellement..) ainsi que dans la définition des processus physiques mis en jeu pour réaliser chacune de ces tâches.

Nous analyserons tout d'abord le type de précipitations à l'origine d'une crue éclair, puis, par le biais d'une revue bibliographique, nous identifierons quelles sont les fonctions probables de production et de transfert du bassin versant au cours de ce type d'événement extrême.

Nous constaterons alors, au cours de cette analyse, que nous ne pouvons pas raisonnablement trancher pour un mode de genèse de crues éclair particulier, mais que plusieurs processus physiques de natures différentes peuvent être à l'origine de cette catégorie de crues.

II.2.1.1.1. Pluie

La problématique de ce travail concerne l'anticipation des crues éclair. L'échelle temporelle d'observation et de modélisation est de quelques heures à quelques jours (généralement moins de 48h). Nous nous intéressons donc particulièrement à l'orage qui engendre la crue éclair.

La notion d'orage reste vague; il s'agit d'une structure spatio-temporelle qui se déplace (même si ce déplacement peut être relativement lent), et qui peut engendrer, en un point fixe donné, un hyétogramme d'averses assez “complexe”.

D'après (Rivrain *et al.*, 1997), les processus météorologiques complexes à l'origine des pluies diluviennes de Méditerranée se font à une méso échelle. Dans certaines conditions météorologiques, les cellules convectives s'organisent en vastes systèmes de une à plusieurs centaines de kilomètres, appelés systèmes convectifs de méso échelle. Leur forme peut être quasi linéaire, parmi lesquelles se trouvent les systèmes en forme de V qui restent quasi stationnaires pendant plusieurs heures ou qui se déplacent lentement produisant ainsi de grande quantité de précipitations. Les fortes intensités de pluies apparaissent alors plutôt en début d'événement, ce qui favorise la formation du ruissellement (Cosandey & Robinson, 2000).

Parmi ces pluies, certains épisodes orageux sont qualifiés de cévenols. Ils touchent principalement l'arc méditerranéen durant l'automne, mais pas seulement (14/7/1987 crue de la Borne au Grand Bornant en Haute Savoie ; 21 et 22/9/1980 crue de la Loire et de ses affluents en Haute Loire en amont du Puy en Velay). Parmi les averses cévenoles les plus dévastatrices, citons les crues roussillonnaises en octobre 1940 (840 mm en 24 heures à Llau), Nîmes le 3/10/1988 (420 mm), Vaison-La-Romaine le 22/9/1992 (ruissellement torrentiel), Saint Hippolyte du Fort le 4/10/1995 (276 mm cumulés durant la nuit), Puysserguier 28/1/1996 (vague d'eau boueuse, 4 victimes), l'Aude et le Tarn le 13/11/1999 (620 mm en 48 heures à Lézignan) par exemple.

Les avis sont partagés quant à l'importance de la connaissance de l'extension spatiale de la pluie dans la modélisation d'une crue. Les études spécifiques aux crues éclair sont rares et bien souvent les auteurs parlent de crues au sens large du terme.

D'un certain point de vue, il semblerait que cette information ne joue qu'un rôle mineur dans la genèse de la crue. D'après (Garçon, 1999), l'étalement de l'hydrogramme à l'exutoire d'un bassin est dû à 90% à l'étalement temporel de la pluie et à la fonction de transfert moyenne du bassin. La distribution spatiale et l'intensité de la pluie, n'ont comparativement qu'un rôle mineur. (Obled *et al.*, 1994) abondent dans ce sens en précisant que les fluctuations pluviométriques spatiales, bien qu'importantes, ne sont pas suffisamment organisées pour prendre le dessus sur les effets du ruissellement (effets intégrateur et humidificateur) pour des bassins ruraux de quelques dizaines de km^2.

D'un autre point de vue, celle-ci pourrait avoir des conséquences non négligeables sur les crues. Ceci a été souvent soutenu pour des grands bassins versants de quelques dizaines de milliers de km^2, mais beaucoup moins pour des petits. (Niemczynowicz, 1987) précise que ceci est d'autant plus vrai que le petit bassin versant est urbanisé. Mais (Krajewski *et al.*, 1991), (Corradini & Singh, 1985), (Troutman, 1983) ont suggéré que les petits bassins versants naturels montraient aussi une forte sensibilité aux hétérogénéités de la pluie. (Datin, 1998) remarque que l'hétérogénéité spatiale de la pluie peut quelques fois avoir un rôle effacé sur la réponse hydrologique du bassin, alors que d'autres fois ce rôle sera prédominant. Cette différence de comportement hydrologique n'étant pas prévisible, seul un retour d'expérience peut nous en faire prendre conscience. (Cosandey & Robinson, 2000) estiment que les intensités, durées et extensions spatiales des précipitations sont des facteurs déterminants de la formation des écoulements de crues.

Dans le cas de la prévision de crues éclair, le risque encouru en la négligeant semble pouvoir être considérable. Nous reviendrons plus loin dans ce mémoire sur cette discussion pour montrer l'importance que peut avoir l'extension et la variabilité spatiales de la pluie sur la prévision des crues éclair que nous avons étudiées.

L'accès à la connaissance de la pluie peut se faire de différentes façons. Les techniques classiques d'observation, pluviomètres et pluviographes, restent les appareils de mesure les plus utilisés. Cependant, ces instruments ont tendance à sous estimer la pluie. Ce phénomène est d'autant plus amplifié que les pluies sont fortes (durée de basculement de l'auget 0.5 s). De plus, la ponctualité de la mesure ne rend pas compte de la distribution spatiale de la pluie (sauf cas particulier de petits bassins versants très densément instrumentés). Enfin, ces appareils ne sont pas à l'abri de subir des détériorations au cours des orages, ce qui rend impossible leur fonctionnement opérationnel durant tout l'événement. Cette dernière limitation nous conduit à nous intéresser à d'autres techniques d'observations. L'imagerie radar, en ce sens, peut devenir un outil exploitable pour la prévision des crues éclair. En effet, bien que sa calibration reste délicate et nécessite la connaissance de mesures au sol, le radar étend spatialement notre capacité d'observation et rend compte de la

distribution spatiale de la pluie. De plus, il ne risque pas de subir les conséquences des intempéries et il fournit des observations pour des intervalles de temps courts et constants (quelques minutes). Dans son étude, (Gaume, 2002) constate que *« malgré leurs imperfections, les mesures RADAR, seules à même de donner un sens à l'hétérogénéité spatiale des écoulements sur les bassins étudiés dont témoignent les laisses de crue et les débits estimés correspondants, se sont avérées essentielles. »*

On retient généralement que la prévision d'une crue au cours de la phase d'annonce de crue doit pouvoir se faire 6 à 12h à l'avance pour les bassins auxquels nous nous intéressons. Or (Datin, 1998) précise que la pluie observée durant la dernière heure écoulée au cours d'un épisode pluvieux n'influence sensiblement les débits que pour une durée égale à environ le temps de montée de la réponse du bassin. Une anticipation des pluies pourra donc suivant les cas s'avérer nécessaire à une bonne prévision des débits. Météo France met à notre disposition des images radar traduites en terme de lame d'eau représentant soit les pluies observée en temps réel (HYDRAM (Cheze & Helloco, 1999)), soit les pluies issues de banques de données (utilisées pour la prévention), soit les pluies prévues selon la méthode 2PiR (la Prévision Immédiate des Précipitations par Imagerie Radar est basée sur la détermination de déplacement de cellules précipitantes à échelle fine), soit les pluies prévues selon la méthode MésoNH (code de recherche météorologique dont les résultats ne sont pas disponibles en temps réel).

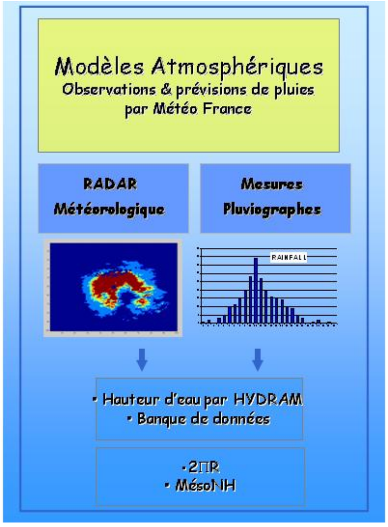


Fig 3.: Données pluviométriques fournies par Météo France

Les pluies diluviennes à l'origine de certaines crues éclair présentent une forte variabilité spatiale et temporelle avec de fortes intensités dès le début de l'événement à cause de la quasi stationnarité des cellules convectives. La connaissance des intensités, durées et extensions spatiales de ces pluies ainsi que leur prévision à court terme sont autant d'éléments qui devront être pris en compte dans les modélisations des crues éclair que nous allons réaliser.

II.2.1.1.2. Fonction de production

Le bassin versant est le siège d'écoulements horizontaux et verticaux à la surface du sol et dans le sous-sol. Ces écoulements vont induire un écoulement à l'exutoire du bassin. Les écoulements souterrains horizontaux ne seront pas considérés dans cet exposé du fait de leur échelle de temps incompatible avec la problématique des crues éclair. En effet, les conductivités hydrauliques des sols usuellement mesurées sont de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-3} cm/s pour des sols non argileux, ce qui induit des durées de plusieurs dizaines d'heures pour un parcours d'une longueur de 10 m seulement (Beven, 1982). Nous distinguerons parmi les écoulements superficiels horizontaux deux grandes familles : le ruissellement hortonien et le ruissellement sur zones contributives saturées. D'autres phénomènes peuvent venir se greffer à ces écoulements et modifier ainsi les conditions de production du ruissellement.

Théorie de Horton à propos du ruissellement

La théorie de Horton (Horton, 1933) correspond à l'apparition d'un ruissellement de surface par refus d'infiltration dans un sol initialement non saturé, on parle de « saturation du sol par dessus ». Jusque dans les années 70, la formation des débits de crue s'expliquait exclusivement par cette théorie. (Obled, 1999) et (Cosandey & Robinson, 2000) en proposent des revues bibliographiques complètes.

Distinguons brièvement la théorie de Horton, d'une part, et l'équation empirique d'infiltration de Horton (utilisable dans les modèles numériques). La "théorie de Horton" peut très bien s'accommoder d'autres modèles d'infiltration (1D verticale en sol homogène) tels que la théorie d'infiltration de Green et Ampt, celle de J.R. Philip. On reste quand même, avec ces différentes théories, dans le schéma Hortonien qui explique la genèse du ruissellement uniquement comme une limitation de la capacité d'infiltration.

… à l'échelle de la parcelle :

Le schéma hortonien considère la parcelle comme une colonne de sol homogène caractérisée par des propriétés intrinsèques dont la surface contrôle l'infiltration. L'écoulement apparaît lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité maximale du sol à absorber l'eau. Cette capacité, caractérisée par l'infiltrabilité du sol, est supposée décroissante dans le temps jusqu'à une valeur constante. L'écoulement de surface se produit donc lorsque la capacité d'infiltration devient inférieure à l'intensité des précipitations. Toute l'eau qui ne peut pas être infiltrée dans le sol participe au ruissellement.

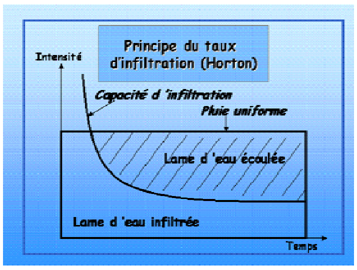


Fig 4.: Taux d'infiltration pour une pluie uniforme[1]

[1] Musy, A. (2001) Cours d'hydrologie générale – Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. http://dgrwww.epfl.ch/HYDRAM/e-drologie/chapitres/chapitre11/main.html

Cette infiltration est suivie par une percolation lente vers une nappe profonde. Les transferts latéraux par la nappe profonde sont suffisamment retardés pour ne pas intervenir dans les volumes des crues. Les seuls qui interviennent sont les transferts latéraux se produisant à surface des sols.

… à l'échelle du bassin versant :

(Horton, 1933) propose de calculer un taux d'infiltration moyen pour l'ensemble du bassin versant à l'aide d'une étude sommaire des chroniques (P, Q). Il considère que les premières pluies s'infiltrent dans la couche superficielle du sol et la saturent rapidement. L'eau ne peut alors plus s'infiltrer qu'à une vitesse maximale correspondant à la conductivité hydraulique à saturation considérée constante dans le temps et dans l'espace. Horton considère que lorsque l'intensité des pluies est supérieure à la capacité d'infiltration du sol, alors le ruissellement a lieu. D'après (Obled, 1999), il y a alors formation d'un écoulement en lame d'épaisseur croissante, qui répond aux lois des écoulements à surface libre. C'est ce ruissellement qui est à l'origine de la crue. L'ensemble du bassin versant contribue donc à l'écoulement de crue, par contre seule une partie des précipitations y participe. Ecoulement rapide de crue et ruissellement sont alors confondus et varient avec l'intensité de la pluie ainsi que de la nature du sol.

Ruissellement hortonien et crues éclair :

Cette conception de la genèse des crues a été souvent remise en question pour des basins versants tempérés où le ruissellement superficiel direct est rarement observé. (Cosandey & Robinson, 2000) et (Obled, 1999) citent plusieurs bassins français pour lesquels l'intensité des pluies n'était pas directement liée au volume d'écoulement rapide de crue (Brie, Massif Central et Vosges). D'autres auteurs abondent dans ce sens ((Freeze, 1972), (Iorgulescu & Jordan, 1997)) car soit les traçages géochimiques ont mis en évidence la part majoritaire de vieille eau dans les hydrogrammes de crue, soit des crues se sont produites sans que le ruissellement superficiel ait été observé, soit les courbes de décrue extrêmement lentes maintiennent des débits importants plusieurs jours après la fin des pluies (importance des écoulements souterrains). Le ruissellement hortonien n'est donc pas universel et ne doit pas être considéré comme le seul mode de genèse de crue.

« D'un autre côté, les vitesses de transferts dans les sols sont relativement faibles et cadrent mal avec les temps de réponse des crues (Beven, 1982) » (Gaume, 2002). En milieu semi aride, par exemple, où les sols sont couverts d'une croûte de surface et où les pluies sont relativement intenses, le schéma hortonien semble bien représenter le processus de genèse des crues ((Esteves *et al.*, 2000), (Peugeot *et al.*, 1997)).

Mais pas seulement, dans le Sud de la France, dans le cas de fortes intensités pluvieuses sur de petites surfaces présentant des surfaces érosives, le ruissellement hortonien a été observé à maintes reprises à l'échelle de la parcelle et la théorie de Horton a là aussi fait ses preuves (Albergel, 2003). Dans ces cas, les grosses gouttes de pluie peuvent être génératrices de ce type de ruissellement car elles ont deux effets principaux sur la diminution de la perméabilité du sol : elles obstruent les pores de la surface du sol et elles désagrégent la surface du sol engendrant alors un phénomène d'érosion. Il a observé que des intensités de pluie faibles (2 mm/h) suffisaient à faire apparaître ce type de phénomène, et a fortiori des intensités plus importantes. Ce phénomène entraîne la formation d'un écoulement en nappe de faible épaisseur (de quelques millimètres à 1 cm) et de vitesse inférieure à 0.1 m/s. Ce point est controversé du fait de la présence de rugosité sur le sol qui entraîne des zones de remous et de turbulence ainsi que du fait de la formation rapide de rigoles dans lesquelles s'effectue l'écoulement.

Le modèle hortonien présente quelques avantages et quelques inconvénients de mise en œuvre. Ses paramètres sont physiques et peuvent être mesurés. Mais du fait des hétérogénéités spatiales des pluies et de l'infiltrabilité des sols, le passage de la parcelle hortonienne au versant ou au bassin versant nécessite la spatialisation de ce concept. De plus, la variabilité spatiale de l'infiltration ainsi que l'hétérogénéité des pluies autorisent l'eau, qui n'aurait pu dans un premier temps s'infiltrer, à ruisseler pour éventuellement s'infiltrer plus en aval. Le changement d'échelle à effectuer sur le modèle hortonien est donc loin d'être trivial et n'a pas trouvé de solution satisfaisante à ce jour.

Nous pouvons donc être amené à penser que la théorie de Horton, loin d'être une théorie universelle, peut être représentative du phénomène de genèse de crues éclair à l'échelle de la parcelle sur des environnements perturbés (anthropisés, agriculture, élevage), pour lesquels la surface du sol a été compactée, et ceci même pour de faibles pluies dans des climats tempérés et tropicaux classiques (Bonell, 1993). Néanmoins, le passage depuis la parcelle vers le bassin versant ne pourrait se faire sans considérer les éléments intermédiaires (fossés, talus, rigoles, constructions…) qui ne répondent pas à ce mode de fonctionnement.

Théorie des aires contributives saturées

Dès 1960, (Cappus, 1960) a évoqué des phénomènes de genèse de crue bien différents de ceux de Horton. Il parle d'un ruissellement provoqué par la totalité de la pluie tombant sur un sol saturé ou imperméable, dont l'étendue varie avec le niveau de la nappe phréatique. Le bassin étudié était un bassin du Massif Central agricole et pastoral soumis à un climat tempéré. Reprenant cette idée, (Hewlett, 1961) mentionne la notion de « surfaces contributives » , qui sera reprise par (Hewlett & Hibbert, 1967) en précisant l'idée que les écoulements sub-surfaciques peuvent générer des contributions signifiantes dans les hydrogrammes de crue et non pas seulement le ruissellement surfacique, suite à des expériences réalisés aux USA. Depuis cette théorie a fait son chemin (Dunne, 1983). On parle aujourd'hui d'aires contributives saturées sur lesquelles le ruissellement apparaît par refus d'infiltration d'un sol saturé (dépassement d'un seuil de saturation) car la totalité de la porosité est déjà occupée par de l'eau. La nappe affleure alors la surface du sol. On parle de « saturation du sol par dessous ».

… à l'échelle du versant :

Définissons tout d'abord l'intumescence de nappe qui est le fondement de cette théorie. Considérons un versant incliné avec une rivière au pied de ce versant. La nappe affleure au niveau de la rivière, mise à la pression atmosphérique, elle suinte et se draine. Par de forts gradients gravitaires, la nappe prend la forme d'une intumescence qui penche vers la rivière. S'il pleut davantage, la nappe s'exfiltre sur la berge et sur le versant. La nappe n'accepte alors plus d'infiltrer l'eau de surface. Celle-ci ruisselle, on parle de ruissellement par saturation. La partie amont du versant conserve plus longtemps son état initial.

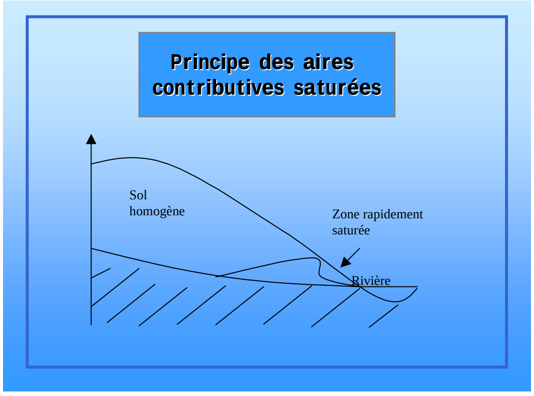


Fig 5.: Schéma de fonctionnement d'une aire contributive saturée

Dans le cas d'un sol stratifié (macro pores de la couche de sol supérieure et existence d'interface), l'eau s'accumule à l'interface et sature la couche supérieure. Il y a alors écoulement latéral souterrain (nappe perchée temporaire). Si cette nappe gonfle et affleure, il y a exfiltration et refus d'infiltrer l'eau de surface.

Ce fonctionnement quasi tout ou rien est fortement non linéaire, bien qu'il puisse être linéaire dans le cas de faibles pluies lorsque le sol n'arrive pas à saturation. La colonne de sol pourrait être schématisée par la juxtaposition d'un milieu poreux homogène répondant à la loi de Darcy généralisée prolongée par un réseau de macropores anisotropes drainant l'eau suivant le principe gravitaire. Les conductivités latérale et verticale diffèrent donc de un à deux ordres de grandeurs.

D'après le concept des aires contributives saturées, le versant est défini par sa capacité d'engorgement, c'est à dire par sa capacité à se saturer plus ou moins facilement. Il s'agit du rapport entre la capacité à drainer de l'eau à l'amont et la capacité à évacuer l'eau en souterrain vers l'aval (Beven & Kirkby, 1979), les versants ainsi que le voisinage des rivières seront les premiers concernés. Le sol peut être très rapidement saturé et l'eau de surface se mettre à ruisseler totalement. Dans la couche supérieure du sol, un écoulement hypodermique apparaît avec une vitesse fonction de la conductivité hydraulique verticale.

Dans cette théorie, le volume d'eau ruisselée correspond au volume de l'écoulement rapide de crue ainsi qu'au volume de pluie tombant sur les aires contributives saturées. Mais il ne s'agit pas pour autant de la même eau : le ruissellement n'est pas le mécanisme dominant de la genèse de crue. L'intensité de la pluie ainsi que l'occupation du sol n'influencent en rien le phénomène.

… à l'échelle du bassin versant

Il y a connexion des zones contributives saturées entre elles au cours de l'événement. Ces connexions brutales sont représentées par de fortes non linéarités à l'échelle du bassin versant. Le ruissellement se développe donc de l'aval vers l'amont. L'augmentation de la « lame d'eau ruisselée » entraîne localement une augmentation des vitesses, mais pas globalement. De plus la transition entre versant et bassin se fait par l'introduction du réseau hydrographique. Ceci suggère donc un comportement plus linéaire et régulier des bassins.

Aires contributives saturées et crues éclair :

Ce fonctionnement par zones contributives saturées à l'échelle du bassin a déjà été observé, dans le cas de crues éclair. En effet, (Cosandey, 1999) explique que ces crues cévenoles sur le mont Lozère, soudaines et brutales, sont générées dans un premier temps par l'extension des zones contributives saturées par l'amont du bassin (là où les sols sont les plus

minces) sur lesquelles l'eau ruisselle puis s'infiltre plus en contrebas. Dans un second temps, s'il continue de pleuvoir, l'aval se transforme aussi en zones contributives saturées et là le ruissellement superficiel se généralise et touche tout le bassin. Il apparaît alors un seuil de fonctionnement, mis clairement en évidence par l'exemple de la crue de Vaison La Romaine.

Ce schéma des zones contributives saturées est né de déductions et d'hypothèses, mêmes si à l'origine il a été inspiré par des observations. Il suppose que le ruissellement et l'infiltration ne se produisent pas au même endroit : il peut y avoir pluie sans qu'il y ait ruissellement et inversement le ruissellement peut apparaître là où il ne pleut pas.

Toutefois, ce principe va à l'encontre du principe selon lequel il existe des zones fixes générant des sources pour le ruissellement superficiel (Betson, 1964). La position de ces sources pourrait être liée à des sols fins ou des roches mises à nu. Ces sources sont aussi appelées têtes des réseaux de drainage (Dunne *et al.*, 1975). Il n'a pas non plus été mis en évidence sur les versants où le ruissellement généralisé de type hortonien avait été observé (§ précédent).

Il ne s'agit donc pas plus d'un fonctionnement universel que ne l'était le fonctionnement hortonien. Ce type de formation de crues pourrait être représentatif de la genèse d'une crue éclair, là aussi dans certaines conditions et sur certains bassins. Enfin, les "vrais" phénomènes sont parfois dus à l'existence au même endroit et au même moment d'un phénomène de limitation de la capacité d'infiltration <u>et</u> de remontée locale de la nappe (ou de la frange capillaire presque saturée) -nous reviendrons sur ce point dans le bilan sur la genèse des crues éclair.

Processus modifiant la structure superficielle du sol

Théorie des organisations pelliculaires superficielles

(Cosandey & Robinson, 2000) explique que lorsque les sols sont mal protégés de l'impact des gouttes de pluie, « l'effet splash » peut modifier l'état de surface du sol et ainsi ses conditions d'infiltration. Il se forme alors des organisations pelliculaires superficielles (OPS) ou croûte de battance. C'est une propriété souvent associée aux sols limoneux, mais qui peut concerner tous les types de sols (Gaume, 2002).

(Boiffin, 1982) étudie les stades de la dégradation d'un sol, il considère un sol sans végétation pouvant infiltrer entre 30 et 60 mm/h, une fois que l'effet splash a formé une croûte structurale en surface, l'infiltration varie alors entre 2 et 6 mm/h (croûte de battance). La surface du sol peut alors devenir très lisse, une croûte sédimentaire ayant apparu, et son infiltration maximale ne peut plus dépasser les 1 mm/h (croûte sédimentaire plus épaisse). On retiendra que le taux d'infiltration d'un sol battant est généralement inférieur à 10 mm/h et peut descendre jusqu'à 1 mm/h. Sur ces OPS, le ruissellement pourra donc avoir lieu quelque soit la valeur de la conductivité hydraulique à saturation du sol. Le ruissellement peut alors devenir un phénomène prépondérant en quelques dizaines de minutes (phénomène d'autant plus rapide que le sol est initialement sec).

Ce phénomène apparaît préférentiellement :

- sur des sols battants : sol très travaillé, rapport limon sur argile supérieur à 2.5.
- sur des sols tassés : par les engins de labour.
- pour des événements pluvieux démarrant de façon très violente.

Ce phénomène peut être mis en parallèle avec un ruissellement hortonien se produisant sur un sol ayant une capacité d'absorption extrêmement variable dans le temps et dans l'espace. Ces croûtes se forment lorsque des pluies soudaines et violentes apparaissent (30 à 40 mm/h pendant une heure pour des expériences en laboratoire), en particulier pour des crues éclair, sur certains sols battants ou tassés.

Limitations de la production du ruissellement surfacique par les macropores

L'écoulement sub-surfacique peut être conditionné par les macropores qui accélèrent la recharge de la nappe tout en favorisant le déclenchement de l'effet piston par l'accroissement des vitesses de percolation. Leur formation est favorisée par les rongeurs, les périodes de gel ou de sècheresse et l'effet splash (OPS). Dans ce cas, les écoulements par macropores deviennent prépondérants et les conductivités hydrauliques moyennes (du sols sans macropore) n'ont plus d'impacts numériques sur les vitesses d'écoulement. Les vitesses d'écoulements sub-surfacique par les macropores et surfacique peuvent alors être du même ordre de grandeur que dans le cas de crue (non éclair)[2].

Toutefois leur modélisation est très mal connue à ce jour, elle passe par le couplage d'un modèle basé sur la loi de Darcy et d'un modèle traduisant l'écoulement de l'eau dans les macropores ainsi que d'observations terrain poussées qui semblent difficile à l'échelle d'un bassin versant tout entier. Retenons cependant que leur présence peut suffire à expliquer des drainages bien plus rapides que la loi de Darcy ne les prévoit.

Ainsi, les processus modifiant la structure locale du sol, comme les organisations pelliculaires superficielles ou les macropores, influencent la genèse des crues. Cependant devant la difficulté à les quantifier et à les localiser à l'échelle d'un bassin versant, leur présence peut être traduite par une modification des valeurs des paramètres caractérisant l'infiltrabilité du sol.

Processus modifiant la fonction de production

Evapotranspiration :

L'évaporation est l'une des composantes fondamentales du cycle hydrologique. Elle se produit dès lors qu'il existe une différence entre la pression saturante de la vapeur d'eau et la pression de vapeur d'air au dessus de la surface liquide (Llamas, 1993).

Afin d'évaluer les ordres de grandeurs des flux concernés dans le cas des crues éclair, nous utilisons la formule de Penman 1956-1963 en gardant à l'esprit que les vents observés ont souvent été violents :

$$ETP = \frac{R_{net}.\frac{\Delta}{\gamma} + LEA}{\frac{\Delta}{\gamma} + 1} \quad avec \quad LEA = (e_{air} - e_{sat}).0.26.(1 + 0.54.V_{vent})$$

1)

avec ETP : l'évapotranspiration potentielle (maximale), R_{net} : le rayonnement net, γ : la constante psychrométrique, Δ : la pente de la courbe de tension de vapeur saturante, LEA :

[2] Musy, A. (2001) Cours d'hydrologie générale – Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. http://dgrwww.epfl.ch/HYDRAM/e-drologie/chapitres/chapitre11/main.html

le pouvoir évaporant de l'atmosphère qui est le produit d'un déficit hydrique de l'atmosphère et d'une fonction vent

Nous pouvons utiliser cette formule pour estimer l'ETP journalière en fonction du temps. Pour une journée printanière ensoleillée dans le sud de la France avec des vents pouvant atteindre les 100 km/h, nous trouvons des valeurs comprises entre 4 et 14 mm/j. Ces valeurs sont maximales, lors d'une averse, les gradients de vapeur d'eau sont réduits et dès lors l'ETP diminue de façon considérable.

Notons qu'en moyenne sur l'année l'évapotranspiration est de l'ordre de 1 mm/j dans une région comme l'Aude (366 mm/an d'apport moyen contre 700 à 800 mm/an de pluie brute).

Enfin, l'adaptation d'une formule de ce type à notre modélisation est complexe et nécessiterait l'introduction de nouveaux paramètres, pour finalement aboutir à des quantités d'eau potentiellement évaporées de l'ordre du pourcent comparées aux volumes précipités lors d'une crue éclair. (Thirriot, 1980) précise que, la répartition de l'eau à travers le cycle hydrologique étant fonction des échelles spatio-temporelles auxquelles on travaille, lorsque l'échelle temporelle est la durée de la pluie, le phénomène d'évaporation effective appréciable peut être négligé.

Interception

(Cosandey & Robinson, 2000) définissent l'interception comme *"la fraction de la précipitation qui, lors de sa chute, est retenue, principalement par la végétation, mais aussi par différentes surfaces plus ou moins imperméabilisées par les constructions, les routes ou même les roches à nu"*. Ce stock d'eau est ensuite soit évaporé, soit redirigé vers le sol (le long des troncs d'arbre, par égouttage des feuilles, …). Seul le volume évaporé peut être considéré comme une perte, le second volume est simplement retardé.

On trouve dans la littérature des valeurs de la capacité maximale de stockage par la végétation. Celle-ci est extrêmement variable dans le temps et dans l'espace. Elle est fonction de la morphologie de la végétation et de la densité du couvert végétal, des conditions météorologiques et particulièrement du vent et du type d'événement pluvieux.

Nous retiendrons pour un milieu tempéré une hauteur d'eau équivalente interceptée de l'ordre du millimètre sur la surface occupée par la végétation (Cosandey & Robinson, 2000). Le pourcentage intercepté diminue quand l'intensité de la pluie augmente et quand le volume précipité augmente[3].

Ainsi, devant la complexité et le manque de mesures de ces processus particuliers, nous négligerons ces phénomènes dans la modélisation des crues éclair.

[3] Musy, A. (2001) Cours d'hydrologie générale – Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. http://dgrwww.epfl.ch/HYDRAM/e-drologie/chapitres/chapitre11/main.html

II.2.1.1.3. Fonction de transfert

Importance du ruissellement superficiel sur un bassin méditerranéen

(Ribolzi *et al.*, 2000) ont étudié un petit bassin méditerranéen de 0.91 Km^2 à Roujan (Hérault à 60 Km à l'Ouest de Montpellier), dont la végétation est constituée de vignes sur 80% de la superficie. La géomorphologie est constituée (de l'amont vers l'aval) de plateau avec des roches, de terrasses en terre grasse, de pieds de pente en terre grasse, de dépression en argile. L'écart des altitudes vaut 50m. Le réseau hydrographique y est important : beaucoup de fossés et un grand fossé principal à l'aval. Le climat est méditerranéen (pluie annuelle moyenne de 650mm). Il subit deux saisons humides par an : une à l'automne et l'autre au printemps, caractérisées par un écoulement dans le chenal principal permanent. A l'automne, la nappe est pleine et affleure le sol ce qui provoque d'importants coefficients de ruissellement. Le ruissellement apparaît rapidement sur les routes et les sentiers, puis sur les sols cultivés et rejoint, dans les canaux, les écoulements souterrains qui font alors surface. Des expériences à l'aide de traceurs chimiques ont été réalisées. Les résultats montrent que, pour de petits bassins versants méditerranéens cultivés pour une pluie importante, la composante principale du débit dans le chenal aval est le ruissellement. Les hydrogrammes du ruissellement seul et du débit à l'exutoire ont la même forme et la contribution moyenne du ruissellement sur la totalité de l'événement est comprise entre 12 et 82% suivant l'importance de l'événement pluvieux. En effet, plus les pluies sont importantes, plus les débits sont forts et plus la composante due au ruissellement joue un rôle prépondérant. Ce fonctionnement semblerait être une caractéristique de ce type de bassins anthropisés. Les écoulements souterrains ne se feraient ressentir qu'à la fin de l'écoulement, ils pourraient être négligés durant tout l'événement de forte pluie.

(Albergel, 2003) a aussi travaillé sur ce bassin à une période de l'année ou la nappe est profonde. Il a observé sous de fortes intensités de pluies, un ruissellement superficiel généralisé. Il a utilisé les différentes mesures qu'il a recueilli sur ce site pour caler les modèles de Horton, Philip et Green et Ampt. Il a constaté que les meilleurs résultats ont été obtenus pour le modèle de Horton et que, dans un sol homogène avec une nappe profonde, la limite minimale de l'infiltrabilité et la conductivité hydraulique à saturation au sens de Darcy sont semblables. Enfin, il a réalisé des expériences avec des traceurs géochimiques et avec des marqueurs biologiques (Cadet & Albergel, 1999) qui ont permis la mise en évidence l'apparition du ruissellement hortonien.

Pour la crue de l'Aude en novembre 1999, le maire de Lagrasse, employé de la DDE, a observé que « des trombes d'eau se sont abattues sur le village qui fut inondé du fait du ruissellement des montagnes avoisinantes. La promenade, rue principale du village, fut recouverte d'une trentaine de centimètres d'eau venue des collines situées à l'est. Cette eau vînt s'ajouter à celle de l'Orbieu dans la rue des deux Ponts, parallèle à la rivière et situé sur sa rive droite. Ainsi, la hauteur maximale de 1m60 a été atteinte dans la nuit et un fort courant emporta plusieurs voitures. »[4]

Le ruissellement superficiel est présent et sera donc d'autant plus important sur les bassins méditerranéens que la pluie sera forte.

[4] Issu des travaux des élèves ENSEEIHT dans le cadre du BEI 2002/2003 http://www.enseeiht.fr/hmf/travaux/CD0203/travaux/optsee/bei/3/site/trinome/index.htm

Modes d'écoulement du ruissellement de surface

Le mode d'écoulement du ruissellement sur les versants est très complexe. Il est courant de considérer qu'à partir du moment où des flaques se forment sur le sol et présentent une épaisseur suffisante, elles vont s'écouler. En amont le ruissellement se fait en nappe d'épaisseur fine qui s'écoule le long d'une surface large. Ce mécanisme ne persiste que sur de courtes distances (quelques dizaines de mètres). Au-delà, les non uniformités de la surface concentrent les écoulements en rigoles tortueuses. Au cours de cette phase de l'écoulement non uniforme, on distingue les ravines éphémères et larges des rigoles turbulentes, les zones d'érosion des zones de dépôts. Toutes ces rigoles se rejoignent, se concentrent, grossissent et créent ainsi le réseau hydrographique temporaire qui rejoint le réseau permanent (Chow *et al.*, 1988), (Puech, 2000). La localisation et la description du réseau temporaire en deçà d'un certain ordre sont difficilement réalisables à l'échelle de la parcelle et donc a fortiori à l'échelle du bassin tout entier (Souchere *et al.*, 2003), (Cerdan *et al.*, 2002).

D'un autre côté, (Gascuel-Odoux *et al.*, 1999) pensent que ce ruissellement ne peut pas être assimilé à une nappe répartie de façon homogène, il explique que la propagation du ruissellement se fait suivant 3 étapes. Tout d'abord, la rugosité du sol forme des dépressions (flaques), puis elles se remplissent et se connectent pour enfin former un réseau à l'échelle du versant. On progresse d'autant plus dans cette propagation que la pluie est importante, le ruissellement y est de plus en plus hortonien. On peut mettre en évidence l'apparition d'un seuil (entre le remplissage des dépressions et leurs connections) pour lequel on passe de 0% de ruissellement à 100%.

L'échelle à laquelle on se place joue un rôle capital dans la définition du mode d'écoulement. (Gascuel-Odoux *et al.*, 1999) présentent le ruissellement superficiel comme contrôlé par la surface du sol à différentes échelles :

- A l'échelle du microrelief, les cailloux, fissures et plantes vont modifier localement l'écoulement ;
- A l'échelle du motif agricole, la présence de talus et de haies déconnecte une fraction du bassin génératrice de l'écoulement hortonien du réseau hydrographique, l'extension de la zone saturée connexe au ruisseau est contrainte par ce réseau anthropique ;
- A l'échelle du versant, la pente fixe les directions d'écoulements ;
- A l'échelle du bassin, la topographie rend compte de l'existence du réseau hydrographique.

Ainsi, l'écoulement sur les versants peut être laminaire ou turbulent, en nappes ou en rigoles, sur des surfaces imperméables ou à travers des sols en 3 dimensions (Moore, 1990). Celui-ci dépend de l'échelle d'observation, de la surface du sol et des précipitations.

La modélisation de ces écoulements passe donc par des hypothèses simplificatrices fortes. (Chow *et al.*, 1988) proposent de décrire l'écoulement naissant en nappes par un régime permanent et uniforme répondant aux lois des écoulements à surface libre. La loi reliant le débit à la hauteur d'eau est donc une loi en puissance dont les paramètres dépendent de la turbulence de l'écoulement. (Llamas, 1993) modélise aussi ce ruissellement par une nappe pour laquelle il propose une vitesse d'écoulement empirique dépendant de la pente exclusivement.

Une fois l'écoulement concentré, (Chow *et al.*, 1988) supposent que celui-ci peut être décrit par la vitesse de Manning classique pour laquelle la géométrie du lit de la rivière va influencer l'expression du débit. (Kavvas, 1998) propose une modélisation relativement complexe des écoulement en rigoles sur des parcelles types.

Dans le même état d'esprit, le (SCS, 1986) propose une modélisation conceptuelle du ruissellement surfacique passant par l'évaluation de temps caractéristiques. Chaque temps décrit une phase du processus d'écoulement (en nappe car naissant, en rigoles, dans les rivières).

Toutefois, il arrive que cet écoulement soit décrit par une seule et même conceptualisation, de sa naissance à son exutoire. (Datin, 1998), par exemple, évoquant le ruissellement superficiel sur les zones contributives saturées, les représente par une nappe à surface libre tout le long de leur cheminement. (USACE, 1979) représente la globalité du ruissellement superficiel sur un bassin, hors cours d'eau définis comme tels, par deux plans inclinés traversés latéralement par deux rigoles se jetant dans une troisième rigole longitudinale joignant les deux plans. Les équations résolues sont celles de l'onde cinématique répartie. Enfin, (Liu & Todini, 2002) représentent le ruissellement par un écoulement en nappe discrétisé selon la maille du MNT (Modèle Numérique de Terrain) et régit par l'approximation de l'onde cinématique (OC).

La description du mode de ruissellement de surface reste donc un sujet ouvert, à la fois lié à la modélisation retenue ainsi qu'à l'échelle à laquelle il est considéré.

Propagation des crues éclair dans les cours d'eau

L'écoulement de la crue dans les cours d'eau joue un rôle déterminant dans la propagation de la crue éclair. La morphologie du bassin et de ses talwegs provoquent une concentration des flux et un adoucissement des pentes, et par suite une augmentation des hauteurs d'eau. Les vitesses estimées sont de l'ordre du mètre par seconde pour les crues éclair avec des régimes d'écoulement globalement fluviaux. La rapide et importante montée des eaux observée est caractéristique de ce genre d'événement, pour la crue de l'Aude des 12 et 13.11.1999 par exemple, l'augmentation du niveau de l'eau dans l'Orbieu a été de 4.7 mètres en 4 heures.

Pour des pentes faibles et des montées d'hydrogrammes rapides, ces écoulements répondent aux équations complètes de Saint Venant en régime non stationnaires (Maidment, 1993), leur résolution sera traitée par un code de calcul spécifique. Les temps de calcul de ce type de code étant non négligeables, une résolution en 1 ou 2 dimensions sera envisagée suivant les applications recherchées.

Nous distinguons donc deux types de transfert de la crue sur le bassin. Le mode décrit dans les parties précédentes qui concerne les petites rigoles temporaires et le mode présent qui concerne les cours d'eau. La difficulté réside dans la distinction entre ces deux fonctionnements. Nous serons donc amené à définir l'ordre limite des cours d'eau en deçà duquel les cours d'eau pourront être ignorés dans notre modélisation et décrits par un ruissellement de versant et au delà duquel ces cours d'eau devront être considérés en tant que tels.

II.2.1.1.4. Bilan de la genèse des crues éclair

Finalement, les différents modèles passés en revue consistent à découper la réalité en plusieurs morceaux afin de rendre gérable la représentation quantitative de ces phénomènes. C'est une démarche scientifique classique qui correspond, en l'espèce, aux outils existants il y a plus d'un quart de siècle, mais qui simplifie le travail d'analyse. Aujourd'hui, on est en droit

de penser que la genèse des crues est un phénomène complexe qui est généralement constitué par une combinaison des processus précités qui se succèdent ou se superposent dans le temps et dans l'espace suivant un enchaînement extrêmement variable (Cosandey & Robinson, 2000). On peut observer différents types de genèse de crue sur différents bassins voire sur un même bassin en fonction des échelles spatiales et temporelles d'intérêt.

Lorsque l'on se déplace sur un même bassin versant, on va pouvoir rencontrer différents processus responsables de la genèse des crues qui vont se succéder, se neutraliser, se combiner ou se relayer.

Ces relais de processus dans l'espace ou bien des organisations spatiales particulières du bassin peuvent avoir pour conséquences des effets de seuil. Ces effets peuvent expliquer la rapidité et la brusquerie de montée des crues éclair. Prenons l'exemple du Mont Lozère de (Cosandey & Robinson, 2000) pour lequel l'extrapolation du fonctionnement des zones contributives saturées traduit le fonctionnement de la genèse de crues extrêmes pour lesquelles le ruissellement est généralisé sur l'ensemble du bassin.

Au cours du temps, ces processus peuvent changer. Avec les saisons par exemple, le Mont Lozère a un comportement très différent. L'hiver, les pluies abondantes sont responsables d'un fonctionnement par zones contributives saturées. L'été, les gros orages provoquent un ruissellement par organisations pelliculaires de surface visibles dans des rigoles qui se forment sur les versants. Le champ de maïs de (Gascuel-Odoux *et al.*, 1999) présente aussi une forte variabilité temporelle. Il répond à 3 fonctionnements distincts :

- nu l'hiver, il est mécanisé et peu couvrant au relief modéré (pente et labour dans le même sens), le ruissellement se fait sur les zones contributives saturées qui sont plus ou moins étendues en fonction de l'état hydrique du sol (contrôle par l'hydrologie du versant) ;
- au printemps il se forme une croûte de battance et un ruissellement sur de courtes distances (processus de dégradation des sols) ;
- l'été, le ruissellement se produit sur de longues distances qui suivent les pentes jusqu'à la rivière (si les pluies sont assez fortes). Le ruissellement observé est alors hortonien (contrôle par la topographie, variabilité spatiale et temporelle).

Le type d'événements pluvieux peut aussi expliquer des genèses différentes. Considérons des pluies qui engendreraient des intensités exceptionnelles et qui génèreraient des écoulements surfaciques importants (principe de Horton). Le plus souvent, ce phénomène apparaît sur de toutes petites surfaces (<10km de diamètre, comme pour la crue de Puycerguier 1996) à moins qu'il ne s'agisse de pluies provoquées par des systèmes convectifs de méso-échelle où l'extension longitudinale du système prend en écharpe le bassin (quelques centaines de km^2). Le forçage est alors généralisé et perdure anormalement. Le ruissellement surfacique se généralise et concerne l'ensemble du bassin.

Enfin, suivant l'échelle spatiale d'observation du bassin, les conséquences de ces processus peuvent être très différentes. (Jones, 1997) a défini, de façon systématique, le type d'écoulement qui se produit en fonction de la superficie du bassin et du temps de montée des crues :

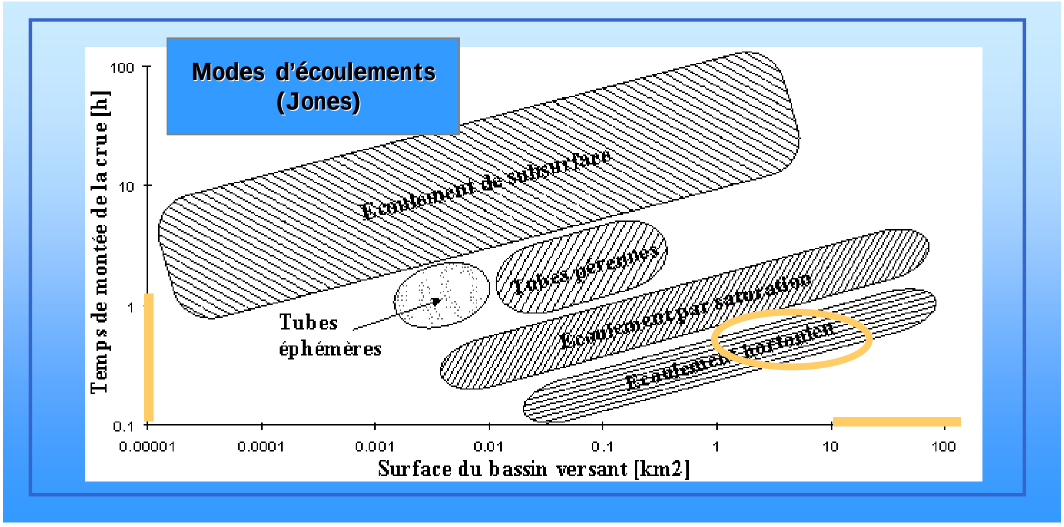


Fig 6.: Courbes enveloppes du temps de montée en fonction de la surface du bassin versant[5] d'après (Jones, 1997)

Il ne semble donc pas possible, dans l'état actuel des connaissances, de définir des lois générales de fonctionnement de genèse de crues éclair. Le comportement de certains bassins lors d'une crue éclair sera la prolongation de son fonctionnement courant, alors que dans d'autres cas, le fonctionnement extrême sera un fonctionnement *inhabituel* qui ne correspondra pas à l'extrapolation des fonctionnements courants (Obled, 1999).

De son étude sur la crue éclair qui a touché l'Aude en novembre 1999, (Gaume, 2002) en a tiré les enseignements suivants :

- Les mécanismes de genèse des écoulements par saturation des sols seraient prédominants par rapport aux mécanismes de genèse par dépassement des capacités d'infiltration dits hortoniens.
- Un seuil de fonctionnement apparaîtrait en cours de crue : dans un premier temps, la pluie s'infiltre laissant le coefficient de ruissellement progresser lentement, dans un second temps les coefficients de ruissellement s'approchent des 100%
- 150 à 200 mm de pluie sont retenus sur le bassin versant et ne participent pas à la crue. Toutefois, ces chiffres sont obtenus par le calage d'un modèle, ils ne représentent pas forcément une réalité physique.

Ces propositions sont des hypothèses qu'il déduit de témoignages et de simulations. Il ne s'agit en aucun cas de faits incontestables. Il conclut d'ailleurs *: « les données disponibles à la suite des crues sont-elles suffisamment riches et précises pour permettre une réelle interprétation hydrologique ? »*

[5] Musy, A. (2001) Cours d'hydrologie générale – Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. http://dgrwww.epfl.ch/HYDRAM/e-drologie/chapitres/chapitre11/main.html

Il apparaît donc que les observations et recherches passées ne permettent pas de conclure sur un mode donné de genèse de crues éclair -qu'il s'agisse d'une apparition du ruissellement par limitation de la capacité d'infiltration ou par remontée locale de la nappe ou les deux combinées. Dans cette thèse, nous évaluerons donc l'utilisation des deux modes dominants de saturation des sols : par le dessous et par le dessus, à travers des codes déjà existants.

II.2.1.2. Contraintes de modélisation des crues éclair

II.2.1.2.1. Modèles hydrologiques devant reproduire des crues éclair dans un contexte de prévision

Un modèle est une représentation schématique d'un processus, d'une démarche raisonnée réalisée afin de pouvoir mieux étudier celui-ci (Petit Larousse 2002).

Les processus hydrologiques sont souvent décrits par plusieurs types de modèles classés de la façon suivante : Stochastique / Déterministe, Empirique / A base physique, Global / Distribué. A cette définition, on peut ajouter la distinction Evénementiel / Continu en considérant que certains modèles ont des champs d'application temporels plus élargis que d'autres liés à des événements particuliers. Toutefois les distinctions ne sont pas si nettes, et le passage de l'une à l'autre de ces catégories de modèles se fait de façon continue.

Le terme « Conceptuel » peut être sujet à controverse. Nous considèrerons dans ce rapport que tout modèle hydrologique est conceptuel dans le sens où le concept est la représentation générale et abstraite d'un objet ou d'un ensemble d'objets, il se définit selon sa compréhension et selon son extension (Petit Larousse 2002). Nous lui préfèrerons l'expression « à base physique » dans le sens de déductif (tiré d'un raisonnement) par opposition à empirique (qui s'appuie sur l'expérience, l'observation).

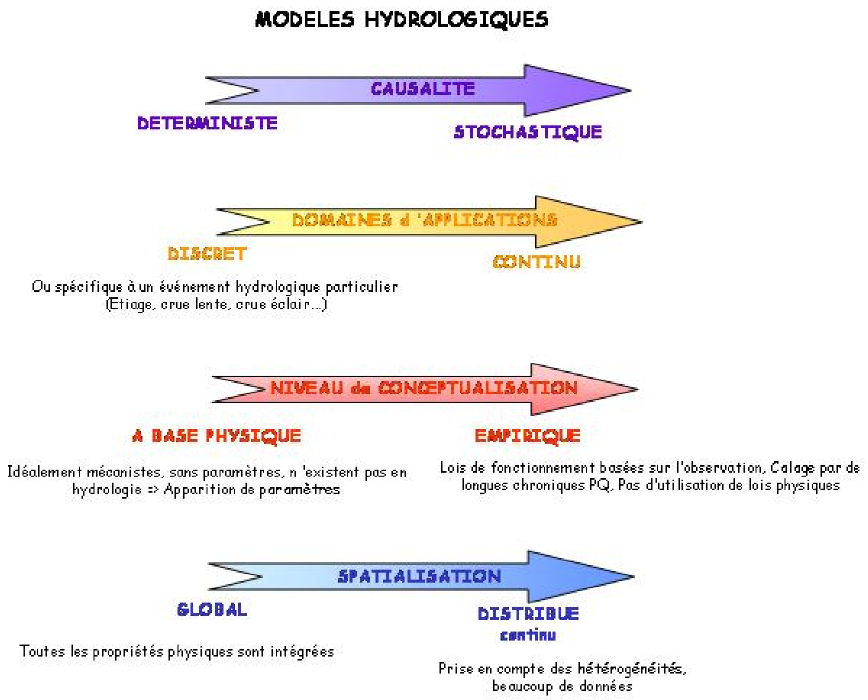


Fig 7.: Vision simplifiée des grandes catégories de modèles hydrologiques

Les modèles stochastiques sont le plus souvent établis à partir d'études de chroniques temporelles pluie - débit. Ces dernières faisant cruellement défaut en ce qui concerne les crues éclair, ces méthodes sont difficilement applicables. De plus, il semblerait, d'après[6], que l'utilisation des méthodes d'extrapolation statistiques classiques sur ces petits bassins, afin de prévoir les crues éclair, conduisent à des résultats totalement erronés et en particulier à d'importantes sous évaluations des débits de pointe de crue de période de retour donnée et par conséquence directe à une sous évaluation du risque hydrologique. Enfin, bien que satisfaisants sur le plan opérationnel, ils ne permettent pas de comprendre le fonctionnement interne du bassin puisqu'ils ne font aucune hypothèse sur son fonctionnement hydrologique.

Notre choix se porte donc sur les modèles déterministes pour modéliser les crues éclair. Même si selon (Montz & Gruntfest, 2002) la prévision des crues éclair est loin d'être décrite par une approche déterministe du fait de la complexité des processus mis en jeu.

Toutefois, (Beven, 1989) rappelle qu'« il est utopique de vouloir modéliser le fonctionnement de l'ensemble des relations pluie - débit tant elles sont complexes. », nous nous focaliserons donc uniquement sur la modélisation des crues dites éclair et validerons toutes les hypothèses simplificatrices liées à leur nature. Il s'agit donc, au moins dans un premier temps, d'un modèle événementiel. (Duband, 1999) justifie cette approche en cas de prévision opérationnelle de la façon suivante :

« En présence d'informations incomplètes, avec incertitudes tant physiques que métrologiques, il faut une modélisation simple, robuste, fiable, parcimonieuse, s'appuyant sur un processus physique globalisé ce qui pose le choix des échelles d'espace et de temps structurantes. Dans la modélisation opérationnelle deux approches principales sont proposées:

- *La modélisation en continu qui consiste à reproduire à pas de temps fin (horaire ou pluie horaire) la chronique des débits à l'exutoire d'un bassin versant (crues, tarissement, étiages) d'après un système à 4 ou 5 réservoirs en série et parallèle avec leurs lois de remplissage et de vidange ayant comme données d'entrée la précipitation et la température de l'air, exemples: les modèles GR3-GR4 du Cemagref, le modèle Coriandre d'EDF-DGT (qui simule aussi le manteau neigeux) ; l'étalonnage s'effectue d'après 2 ou 3 ans d'observations.*
- *La modélisation événementielle qui consiste à reproduire l'hydrogramme de ruissellement direct, essentiellement dans la montée de crue, la pointe de crue et le début de la décrue jusqu'au tarissement, d'après le hyétogramme d'averse en s'appuyant sur le processus de transformation de la pluie brute en pluie efficace et le transfert de celle-ci en débit à l'exutoire du bassin: c'est l'approche dite hydrogramme unitaire et différence première de la fonction de transfert (DPFT), elle est étalonnée d'après un échantillon d'averses - crues. »*

Il faut préciser que dans la suite de cette thèse, nous utiliserons la notion de « modèles événementiels » dans un sens différent de celui de Duband. En effet, nous travaillerons sur des modèles distribués à base physique, parfois bien éloignés du concept de l'Hydrogramme Unitaire ou de la DPFT, tout en conservant la philosophie « événementielle », c'est à dire propre à une crue donnée.

Dans notre cas, cette caractéristique fait que le modèle s'apparente à un modèle perceptuel (Sivapalan, 2003), dans le sens où il va se concentrer sur la modélisation des processus dominants dans la genèse et la propagation des crues éclair et où il va négliger les

---

6 Gaume, E. (2000). Cours d'hydrologie : cycle de l'eau et modélisation pluie – débit ENGREF

autres processus (nous reviendrons dans le chapitre suivant sur cette hypothèse). Ainsi, ce type de modèle devrait gagner en précision sur son domaine d'application, bien que celui-ci soit restreint.

Comme nous l'avons énoncé précédemment, par leur violence et leur soudaineté les crues éclair ne sont que très rarement mesurables ce qui rend le calage de modèles hydrologiques bien délicat. Ainsi, nous nous intéressons plutôt aux modèles à base physique de façon à limiter cette nécessaire phase de calage. De plus, nous nous intéressons en particulier à une autre source d'information, l'Observation de la Terre, qui est considéré de nos jours comme une solution prometteuse pour obtenir des informations rapidement d'un bassin versant dans son intégralité sur des bassins peu ou pas jaugés.

Enfin, nous savons que dans le cas des crues éclair, la variabilité spatiale des phénomènes peut jouer un rôle capital (concomitance, localisation de systèmes pluvieux de méso-échelle quasi stationnaires, saturation du sol, …). Les systèmes de prévisions de crues doivent pouvoir intégrer l'hétérogénéité spatiale des contributions des différents sous bassins lors de ces épisodes de crues éclair. C'est pourquoi nous privilégions les modèles distribués aux modèles globaux.

Nous rechercherons donc préférentiellement un modèle hydrologique a priori déterministe, distribué en surface et en temps, perceptuel et à base physique. De plus, il sera préférable que les temps de calcul soient courts et que les paramètres du modèle soient porteurs d'un maximum de sens physique de façon à être mesurables, anticipables ou portables (il faut limiter les procédures de calage à partir de longues chroniques d'observations pluie - débit).

II.2.2. Présentation d'événements exceptionnels récents

Dans ce chapitre, nous allons présenter les bassins versants et les données des crues que nous avons recueillies et sur lesquels nous travaillerons dans la suite du document.

II.2.2.1. Bassin de l'Orbieu à Lagrasse - crue des 12 et 13 novembre 1999

II.2.2.1.1. Présentation du bassin de l'Orbieu

Altimétrie

Le bassin versant de l'Orbieu en amont de Lagrasse s'étend sur environ 260 km2 et se situe dans la partie Est du département de l'Aude. L'Orbieu est un des principaux affluents de l'Aude en rive droite dans laquelle il débouche à hauteur de Raissac d'Aude. Parmi les principaux affluents de l'Orbieu dans cette zone, nous avons retenu les ruisseaux de : Madourneuille dont la confluence se situe en aval de Saint Pierre des Champs, le Libre à Saint Martin des Puits, le Sou au niveau du Château de Durfort, ainsi que plusieurs petits affluents dont la confluence se situe en amont de Vigne Vieille. En plus de ces cours d'eau, le réseau hydrographique compte un grand nombre d'autres ruisseaux et de lits temporaires. Nous avons estimé le plus long parcours hydraulique sur ce bassin à l'aide du logiciel ArcView à 46.7Km. Nous disposons d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la BD ALTI IGN avec une résolution horizontale de 50m.

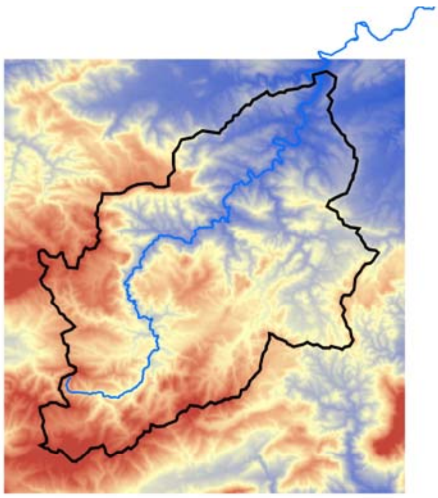


Fig 8.:Le MNT du bassin versant de l'Orbieu en amont de Lagrasse et de ses alentours

Le relief de ce bassin est celui d'un paysage de basse montagne : les Corbières constituent le prolongement nord-est des Pyrénées-Orientales. La pente moyenne des versants est de 20%. Le pic du bassin culmine à environ 960 m d'altitude, la source de l'Orbieu se situe aux alentours de 460 m et le point bas à Lagrasse à 117 m. La pente de l'Orbieu est en amont de 0.063, puis elle diminue pour atteindre 0.005 dans la partie basse du bassin.

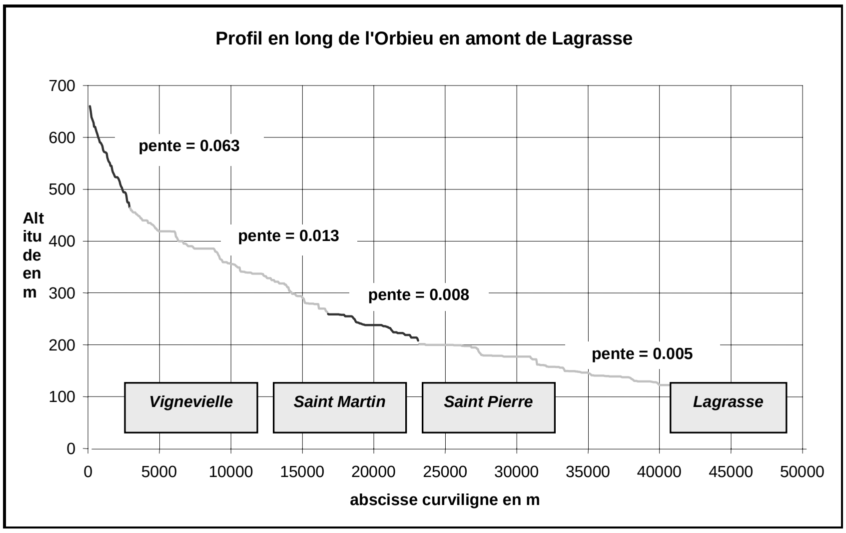


Fig 9.: Profil en long de l'Orbieu

Les profils en travers de l'Orbieu disponibles sont issus d'observations terrain, de photos, de MNT et de données disponibles. Ils sont schématisés de la façon suivante :

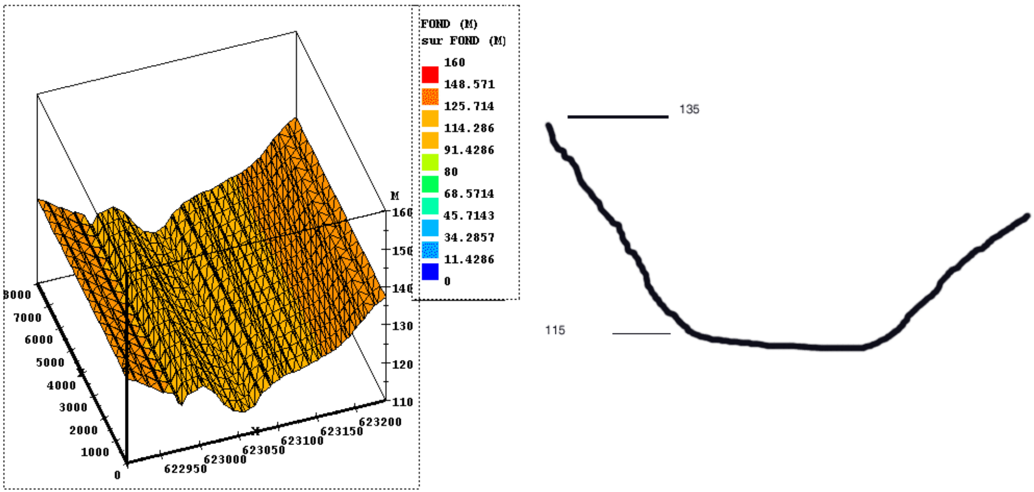


Fig 10.: Coupe en travers du lit de l'Orbieu à Lagrasse vers le Pont Neuf (Barrau *et al.*, 2003)

La rugosité du lit est relativement forte, nous l'avons évaluée par un coefficient de Strickler compris entre 15 et 20. (Gaume, 2002) utilise d'ailleurs pour un affluent de l'Orbieu à l'aval de Lagrasse un coefficient de Strickler variant entre 20 et 30. Ces valeurs nous paraissent toutefois un peu élevées.

Occupation des sols, géologie et nature des terrains

L'occupation du sol est interprétée depuis une image LANDSAT TM du 20/11/99 fournie et partiellement traitée par la société SCOT. Le détail de ces traitements sera présenté dans le chapitre IV (calage).

Les classes thématiques ré-échantillonées sont ensuite regroupées en classes « de comportements hydrologiques supposés semblables ». Nous obtenons ainsi la carte d'occupation des sols qui est utilisée par MARINE. Nous avons ainsi à notre disposition une image d'occupation des sols comportant en 5 classes et ré-échantillonné à la taille du pixel du MNT (50m).

Le regroupement en classes que nous avons effectué est le suivant (certaines valeurs peuvent paraître faibles, toutefois étant donné que pour l'ensemble des bassins étudiés situés dans une même région nous avons utilisé le même type de classification, nous conservons ces classes par soucis d'homogénéité) :

Classe 1 (1) Bois	Classe 2 (2) Branchages denses	Classe 3 (3) Branchages épars	Classe 4 (4) Prairie	Classe 5 (5) Sol nu	Classe 6 (6) Eau
Bois résineux : pins (sol rocailleux) Bois de feuillus : chênes, châtaigniers, hêtres	Garrigue (sol rocailleux accompagnant souvent les pins ou les chênes verts)	Cultures pérennes : vignes (sol sec)	Cultures annuelles maraîchères et fruitières Prairie et pelouse de montagne	Sites urbains Sols nus	Zones humides, Eau
70%	1%	12%	17%	0.1%	0.1%

Tab 3 Classes de rugosité différente

Les pourcentages en surface de représentation de chacune des classes sur le bassin étudié (précisé en dernière ligne), met en évidence la présence majoritaire de bois (végétation haute, située sur des sols pentus recouverts de garrigue qui ralentit l'écoulement), suivies par des cultures et prairies (terrains plats, sans autre végétation, sur un sol travaillé et humide), puis par les vignes (terrains peu pentus, sans autre végétation, sur un sol sillonné et tassé).

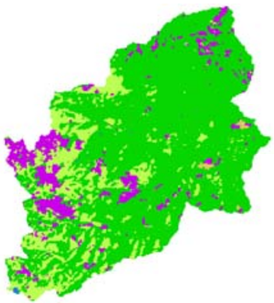


Fig 11.: Visualisation de l'occupation du sol autour du bassin de l'Orbieu en amont de Lagrasse

La différence de végétation est en général soulignée par une rupture de pente : lorsque le relief ne permet pas de cultures, la végétation se compose de garrigues et de forêts. Plus en aval du bassin on trouve des cultures et des vignes.

(Gaume, 2002) a réalisé 6 prélèvements de sols dans un sous bassin de l'Orbieu, juste en aval de Lagrasse : le bassin de la Nielle. L'analyse granulométrique de ces échantillons indique une texture sableuse des sols avec une proportion plus ou moins importante d'argile ou de limon suivant les sites de prélèvement. De plus, il précise que les formations géologiques sous-jacentes sont essentiellement calcaires.

II.2.2.1.2. La crue éclair des 12 et 13 novembre 1999

Pluie

Pluviographes

Nous disposons de 3 pluviographes situés à l'intérieur du bassin : Lagrasse au Nord, Bouisse à l'ouest et Mouthoumet à l'est.

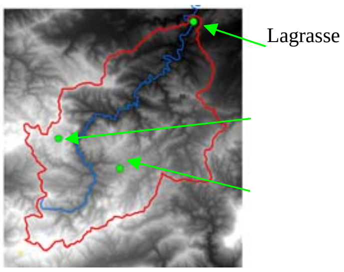


Fig 12.: Situation géographique des pluviographes

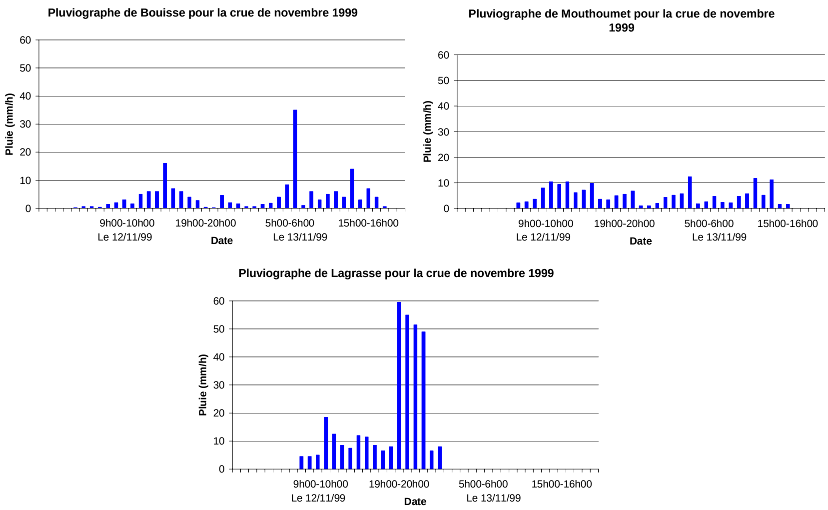


Fig 13.: Les trois pluviographes disponibles sur le bassin de Lagrasse

Les pluviographes indiquent qu'il est tombé sur Lagrasse 337 mm durant cette événement, contre environ 200 mm aux deux autres stations. De plus, des trois pluviographes, celui de Lagrasse est celui qui a enregistré les plus fortes intensités pluvieuses du bassin.

Nous avons utilisé ces pluviographes et nous les avons répartis sur le bassin suivant la méthode des polygones de Thiessen.

Images du radar météorologique

La variabilité spatiale des cellules convectives responsables de cette averse apparaît généralement capitale pour ce genre d'événement. Cette information n'est pas fournie par les pluviographes, mais l'est par les images radar.

Nous disposons d'images radar interprétées en terme de lame d'eau HYDRAM (Météo France) et corrigées avec les pluviographes (par la société STRATEGIS, Montpellier). Toutefois ces images représentent des valeurs de pluie cumulée sur plusieurs heures pour tout l'événement (3 images seulement disponibles au total).

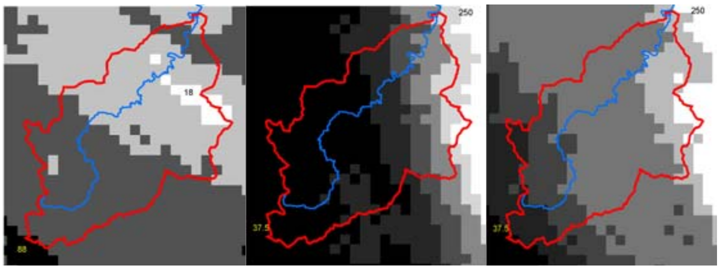


Fig 14.: Images radar HYDRAM indiquant les cumuls de pluies sur 9, 8 et 3h pour l'événement des 12 et 13/11/1999

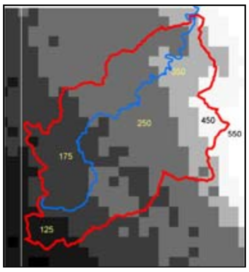


Fig 15.: Images radar HYDRAM indiquant les cumuls de pluies sur tout l'événement des 12 et 13/11/1999

L'événement a été quasi stationnaire au dessus de la partie aval du bassin. Les cumuls du radar indiquent qu'il est tombé sur Lagrasse entre 300 et 400 mm d'eau pour tout l'événement. Ce résultat est en accord avec les valeurs fournies par les pluviographes.

Le caractère exceptionnel de cette crue tient plus à l'importance de son étendue spatiale qu'aux intensités observées (90% des cours d'eau de l'Aude ont débordé (Gaume, 2002)). D'autres crues de cette importance plus localisées ont déjà été observées par le passé.

Etat hydrique antécédent du bassin

Les informations sur l'état initial hydrique du bassin se limitent aujourd'hui à la connaissance du débit de base, et aux cumuls pluviométriques des mois précédents. En

particulier, le mois d'août a été chaud et orageux (avec un cumul pluviométrique de 86 mm à Lagrasse), alors que le mois de septembre se trouve dans la moyenne interannuelle (avec 35 mm), le mois d'octobre (29 mm) et le début du mois de novembre (6 mm sur la première semaine) ont été moins arrosés (Gaume, 2002).

Hydrogramme de crue observé

Durant la crue de Novembre 1999, l'Orbieu est l'affluent qui a le plus contribué à cette crue. La DDE11 a mis à notre disposition des observations de hauteur d'eau à Lagrasse, ainsi que la courbe de tarage existant à cette station en introduisant un bémol quant à la précision de ces informations. En effet, le pic de crue est formé par une double bosse constituée par des points d'égales valeurs de débit pour des intervalles de temps réguliers. Nous constatons aussi que les valeurs des points d'observation représentent des débits d'égale amplitude pour des intervalles de temps réguliers. Il est donc difficile d'évaluer l'incertitude qui entache les débits observés disponibles, nous l'avons arbitrairement fixés à 40% (comme (Gaume, 2002) l'a fixé sur le bassin de la Nielle dont les observations étaient moins controversées).

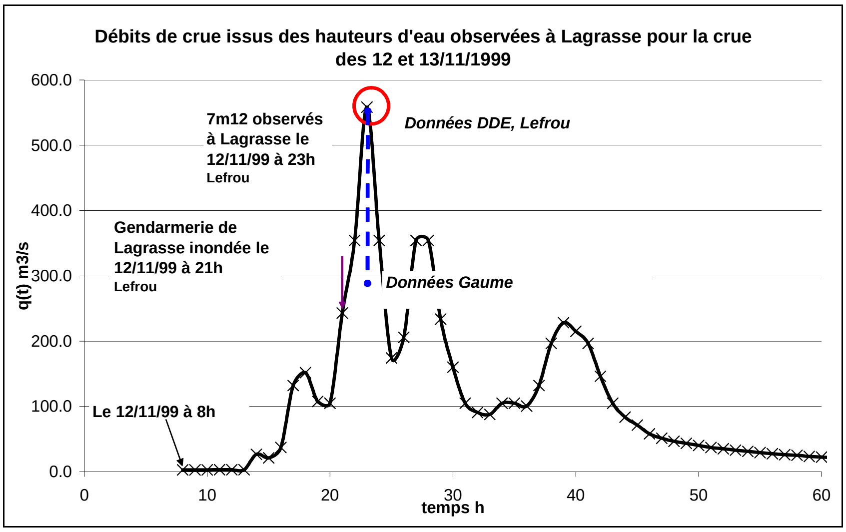


Fig 16.: Hydrogramme de crue "observe" à Lagrasse (source DDE 11)

La montée de crue est rapide (moins de 10h) pour un débit maximum qui serait d'environ 560 m^3/s soit un débit spécifique de 2.15 $m^3/s/Km^2$.



Fig 17.: Photo du Pont Neuf à Lagrasse (Barrau *et al.*, 2003)

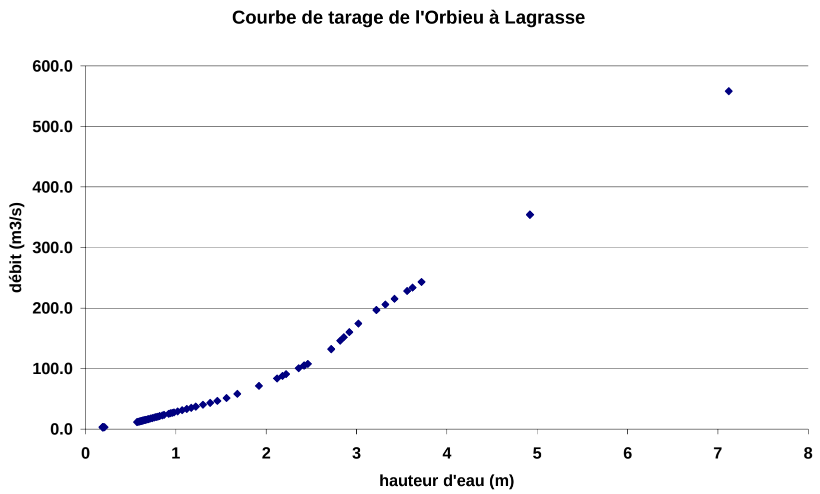


Fig 18.: Courbe de tarage de l'Orbieu fournie à Lagrasse

La validité de la courbe de tarage peut bien sûr être discutée. Celle-ci étant construite à partir de mesures de débits relativement faibles et ne prend peut être pas en compte toutes les modifications récentes du lit de la rivière.

Comme nous l'avons vu lorsque nous analysions les différentes définitions des crues éclair en début de ce document, les crues éclair pourraient être caractérisées par leurs débits spécifiques. Le seuil toutefois n'est pas net, il s'agirait de 4 fois le débit décennal, de 9 $m^3/s/km^2$ (Ministère_Agriculture, 1980), ou bien de 4 $m^3/s/km^2$ (Gaume, 2002).

Selon cet aspect de la définition des crues éclair, il semblerait que la crue observée à Lagrasse les 12 et 13 novembre 1999 n'était pas une crue éclair. Toutefois, certains auteurs précisent que cette crue a été éclair au vu de son étendue géographique, des dégâts occasionnés, des victimes, de la rapidité de montée des eaux, mais pas forcément au vu de la valeur des débits de pointe observés en certains endroits… Cette dernière caractéristique constitue-t-elle une condition nécessaire à la dénomination d'une crue d'éclair ?

Dans tous les cas, au vu de la difficulté de caractériser une crue d'éclair ainsi qu'au vu des caractéristiques de la crue étudiée, nous la qualifierons dans ce document de « crue éclair ».

II.2.2.2. Bassin de l'Aude à Narbonne - crue des 12 et 13 novembre 1999

II.2.2.2.1. Présentation du bassin

Altimétrie

Le département de l'Aude et le bassin versant de la rivière du même nom ont des frontières assez proches. Les principales caractéristiques du site sont les suivantes : une superficie totale du bassin versant de l'Aude qui dépasse les 5 000 Km^2), une altitude minimale de 0 m et maximale de 2446.2 m.

La rivière Aude prend sa source au Roc d'Aude dans les Pyrénées. Elle est longue de 223 Km et est alimentée par plusieurs cours d'eau : Les rus du haut bassin des Pyrénées ; L'Orbieu sur sa rive droite venant des Corbières et qui est son affluent principal ; le Fresquel venant du flanc sud de la Montagne Noire ; les affluents issus de la zone Minervoise de la Montagne Noire. Son régime est très irrégulier, débit moyen très faible et débits exceptionnels de crues violentes pouvant porter jusqu'à 3 000 m^3/s. Elle traverse un complexe lagunaire qui dans l'antiquité était un immense golfe formé par l'avancée de la mer dans les plaines littorales. Ce Golfe s'est progressivement comblé. Par ailleurs l'Aude s'est déviée de son premier lit principal qui a servi de passage au canal de la Robine. Nous considèrerons ce point comme exutoire pour notre bassin : Moussoulens (environ 10 m d'altitude), ce qui nous permettra d'éviter la délicate prise en compte des complexes lagunaires ainsi que la modélisation de l'étendue de la crue dans une zone devenue anthropisée.



Fig 19.: MNT de l'Aude, cours d'eau et délimitation du bassin versant

Deux types de MNT ont été utilisés dans le cadre de cette étude :

Le modèle numérique de terrain provenant de la base de donnée altimétrique fournie par l'IGN (BD ALTI ®). Il couvre tout le département de l'Aude et est l'ingrédient essentiel pour déterminer le temps de propagation de toutes les masses d'eau transitant dans le bassin.

Un modèle numérique plus précis centré sur une zone plus petite du bassin versant (zone test de Cuxac). A l'origine ce MNT plus précis devait être dérivé d'un couple d'images IKONOS à très haute résolution spatiale (1m). Malheureusement, il n'a pas été possible, dans les temps impartis pour cette étude, d'obtenir un tel couple, d'où le recours à un MNT existant, extrait de BD TOPO®.

Le tableau suivant présente les données utilisables :

MNT	Zone couverte	Format	Précision en Z	Equivalent OT
BD ALTI®	Département de l'Aude	Fichier raster maille de 50 m	5-10 m (5 m en plaine).	SPOT, ERS
BD TOPO®	Zone Sallèles – Cuxac	Fichier vecteur : courbes de niveau.	1 m	IKONOS, photogrammétrie

Tab 4 Modèles numériques de terrain utilisés

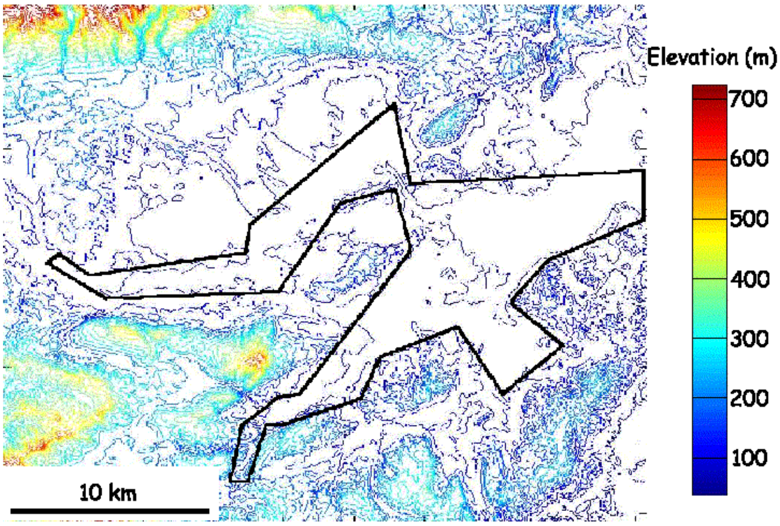


Fig 20.: MNT du bassin de l'Aude et de l'Orbieu

A partir du MNT à 100m, le profil en long de l'Aude a été extrait (Alquier *et al.*, 2000). Son tracé fait apparaître, en plus d'irrégularités ponctuelles, des "marches" dont la régularité périodique très caractéristique (sauts de 1 m à 10 m selon le cas) nous font penser que ces ruptures brutales sont probablement dues au traitement des données brutes à la base du MNT.

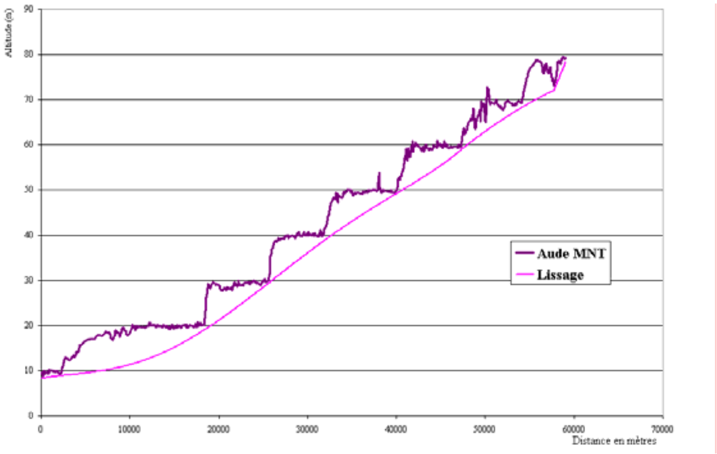


Fig 21.: Profil en long du lit mineur de l'Aude d'après le M.N.T. extraite de (Alquier *et al.*, 2000)

Afin que ces défauts ne modifient trop fortement les conditions d'écoulements, nous avons lissé ce profil.

Occupation des sols, géologie et nature des terrains

L'occupation du sol est interprétée depuis une image la même image LANDSAT TM du 20/11/99 et par la même procédure. Le regroupement thématique est le même. La carte que nous avons obtenue est présentée ci-dessous.

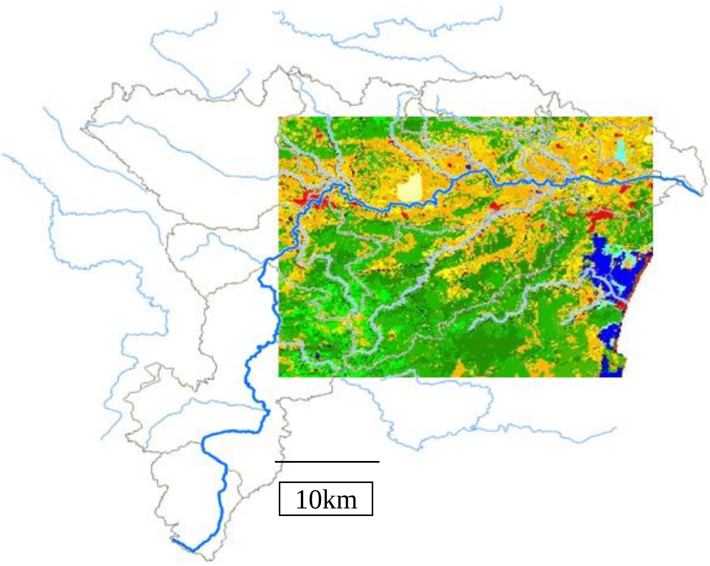


Fig 22.: Occupation du sol partielle du bassin versant de l'Aude

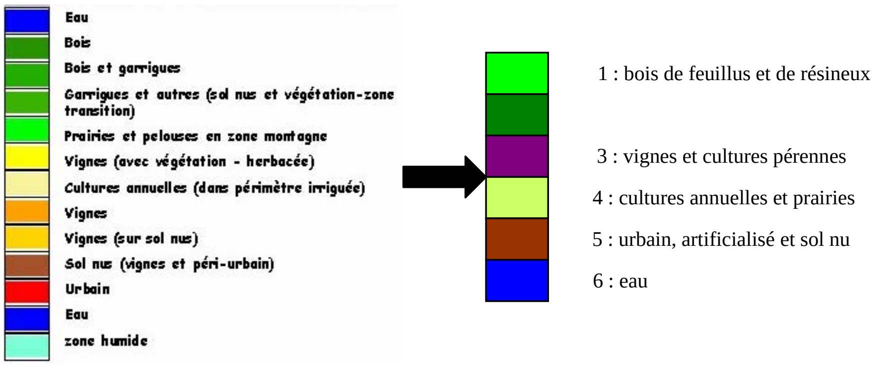


Fig 23.: Regroupement en 6 classes

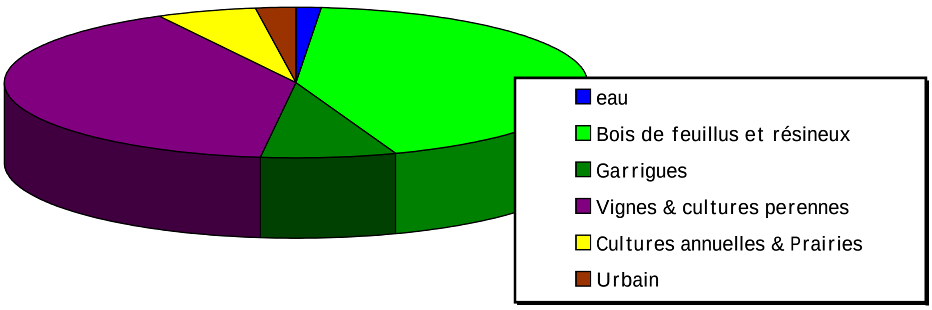


Fig 24.: Représentation de chacune des 6 classes (% surfacique)

II.2.2.2.2. La crue éclair des 12 et 13 novembre 1999

Pluie

Pluviographes

La pluie brute moyenne annuelle sur l'Aude varie entre 700 et 800 mm. La normale mensuelle pour un mois de novembre est de 60 à 80 mm.

Le bassin est équipé de pluviographes irrégulièrement répartis (la plupart des postes se situent dans sa partie Est) : 9 postes de mesures pluviométriques télétransmis dans le département de l'Aude ou frontaliers mis à disposition par Météo France sur son serveur au moment de l'étude. La densité du réseau pluviométrique est d'environ 1 poste pour 500 km2 dans cette région.

Les caractéristiques de l'événement de novembre 1999 sur la zone d'étude, que l'on peut trouver dans le rapport (DIREN, 1999), sont les suivantes : les hauteurs d'eau cumulées ont atteint 200 mm sur la zone s'étendant de Carcassonne à Perpignan, avec des cumuls sur 2 jours de 300 à 400 mm, les plus forts cumuls ont été observés à Lézignan Corbières avec 621.2 mm et à Caunes-Minervois avec 432.2 mm (Vahyne).

Images du radar météorologique

Au vu de la faible densité du réseau de pluviographes, il semble opportun de s'intéresser aux images que fournit le radar météorologique.

La zone d'étude n'était, au moment de la crue, couverte que par les périphéries des radars de Toulouse et de Montpellier, alors que les mesures du radar sont considérées comme

exploitables qualitativement qu'en deçà d'une distance de 100 Km. Ces images ont été traitées en terme de lame d'eau par le code ALADIN de Météo France et étaient disponibles tous les quarts d'heure avec une résolution horizontale de 1 Km.

Nous disposons de 3 images radar réparties tout au long de l'événement pour la globalité de la zone touchée. Ces images sont des cumuls de précipitations sur des périodes de durée variable interprétées depuis les images radar et corrigées par des mesures de pluie au sol.

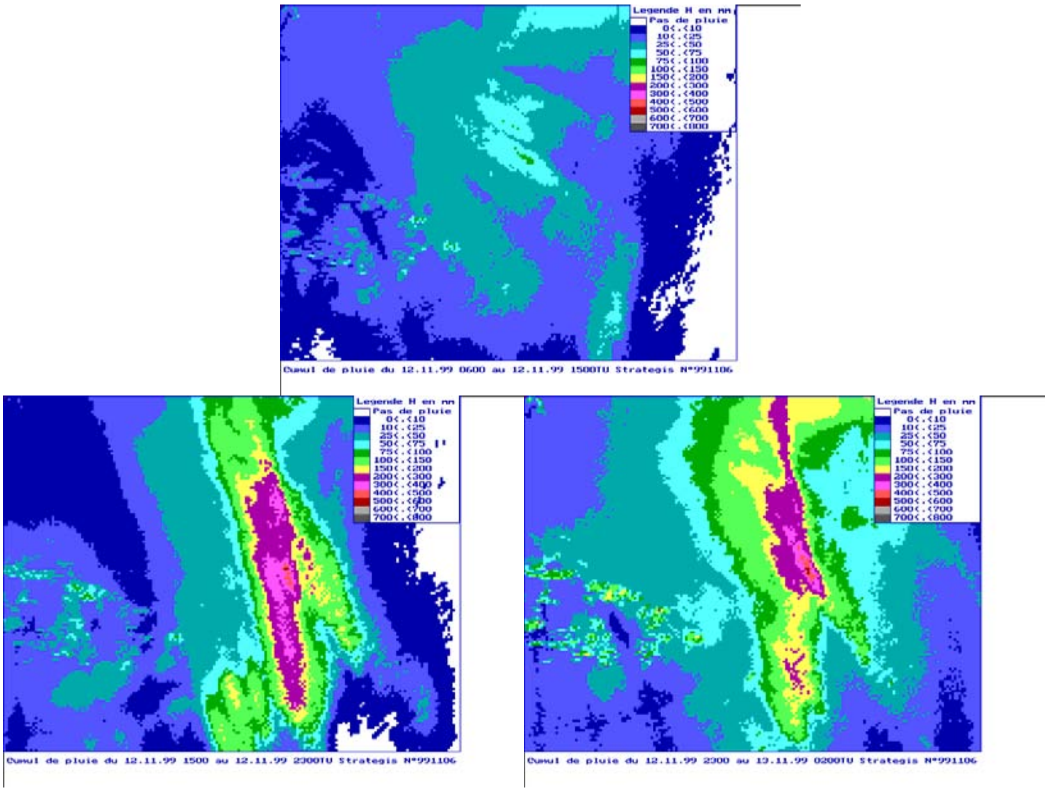


Fig 25.: Les 3 images radar disponibles

Nous disposons aussi d'une image radar cumulée sur toute la période de l'événement.

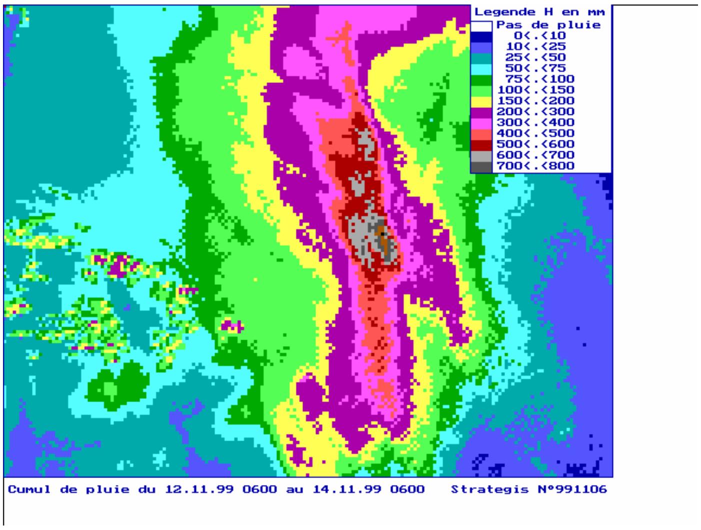


Fig 26.: Cumul de pluie sur tout l'événement

Sur ces images, nous constatons que l'épicentre de l'événement se situe au dessus de Lézignan Corbières.

Nous disposons aussi des images prévues par MésoNH qui est un modèle de recherche non hydrostatique pour la France mais qui ne fonctionne pas en prévision opérationnelle. Ces images sont disponibles toutes les 15mn avec une résolution horizontale de 2.5 Km durant 18 h couvrant l'événement.

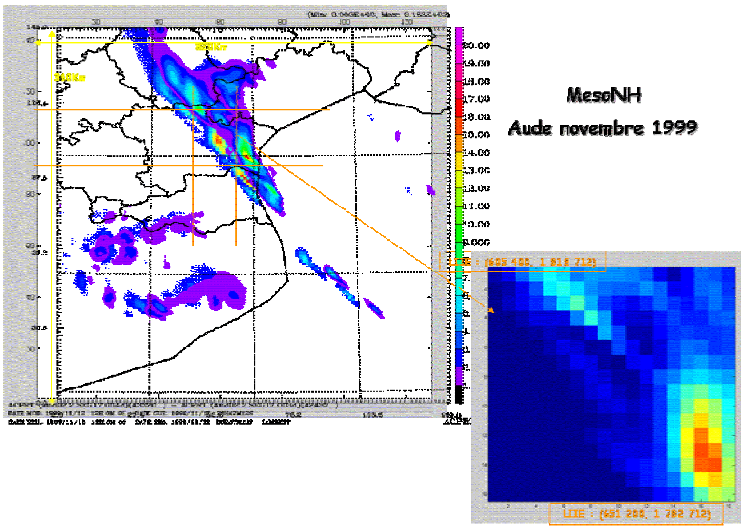


Fig 27.: Extrait d'une image de pluie calculée par MesoNH pour la crue de l'Aude en novembre 1999

Etat hydrique antécédent du bassin

Le rapport de (DIREN, 1999) fournit des informations quant aux situations pluviométriques et hydrologiques des semaines précédant la crue de mi novembre. Jusqu'au 1er novembre 1999, le début de l'automne a été doux et humide en Languedoc Roussillon. Des

précipitations relativement abondantes sur la partie centrale du Languedoc (souvent supérieures en cumuls sur août, septembre et octobre à 300 mm) ont relevé les débits des rivières et permis de réalimenter un nombre important d'aquifères.

En contre partie, au sud de la région, en amont de l'Aude et sur les Corbières entre autre, les débits étaient encore faibles car le déficit hydrologique durait depuis 18 mois. Le département de l'Aude dans son ensemble n'a été que peu arrosé et les débits de l'Aude étaient faibles.

Hydrogramme de crue observé

Ce phénomène est exceptionnel par son étendue géographique, environ 5 000 km^2 de territoire ayant été touché. *« Plusieurs bassins ont été touchés par des inondations et des crues dévastatrices. Tous les cours d'eau des Corbières, notamment la Berre et l'Orbieu, ont quitté leur lit avec des débordements dévastateurs pour les habitations riveraines, les routes et les ouvrages d'art. Plus au nord, ont été touché les affluents de l'Aude, de la Montagne Noire au Minervois : l'Orbiel, l'Argent Double, l'Ognon et la Cesse. Le réseau hydrométrique a lui-même été atteint, rendant difficile dans l'immédiat l'analyse hydrologique de l'événement. En tout état de cause, une analyse par bassin se révèlera indispensable pour apprécier les durées de retour. Celles-ci présenteront très probablement un caractère tout a fait exceptionnel. »* (DIREN, 1999).



Fig 28.: Photo de l'état des routes après la crue (Narbonne nord-est près de la rocade) et

Photo de la voie ferrée à Sallèles d'Aude extraite de la presse locale[7]

La DDE11 a mis à notre disposition des hydrogrammes de crue en différentes stations du bassin étudié. L'hydrogramme à Moussoulens (exutoire choisi) est présenté ci-dessous.

[7] Numéro spécial « l'apocalypse » Midi Libre et L'Indépendant 20/11/99

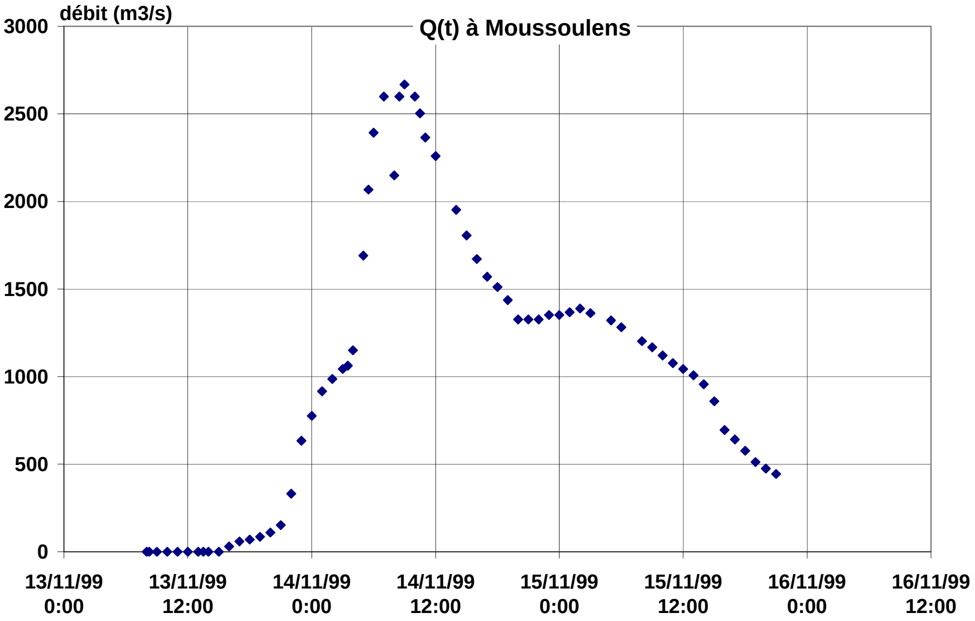


Fig 29.: Hydrogramme de crue observé à Moussoulens

Nous constatons sur les courbes que le débit ainsi estimé est supérieur à 2 500 m^3/s, contre un module annuel de 43 m^3/s. Le coefficient de Strickler a été fixé à 30 sur la partie aval de la rivière.

La courbe de tarage permettant de traduire les hauteurs d'eau mesurées en débit est extrapolée. Elle laisse apparaître l'influence d'une vaste plaine d'inondation (basses plaines de l'Aude situées au niveau de la mer).

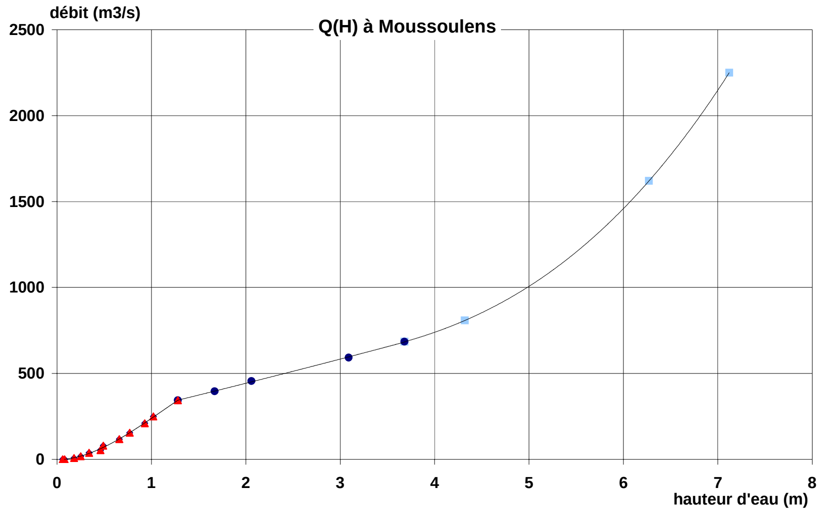


Fig 30.: Courbe de tarage de l'Aude à Moussoulens

De plus, la présence d'embâcles dans les cours d'eau rend ces observations bien incertaines.

L'hydrogramme de crue à Carcassonne est aussi connu.

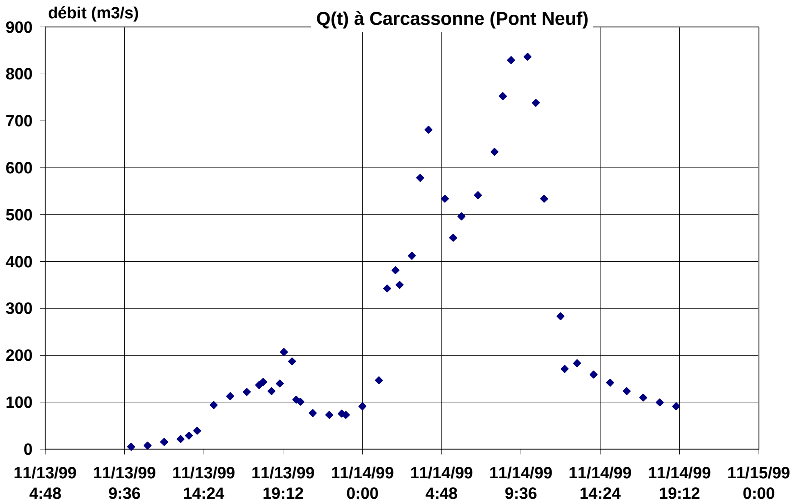


Fig 31.: Hydrogramme de crue de l'Aude à Carcassonne (Pont Neuf)

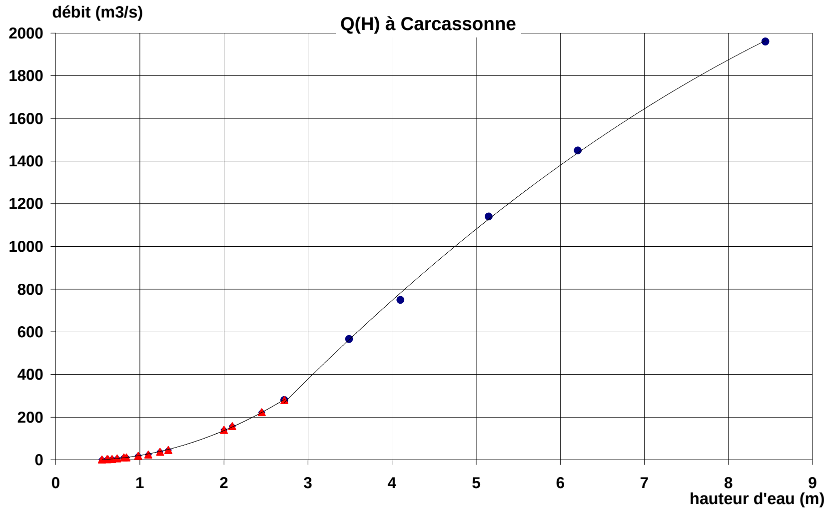


Fig 32.: Courbe de tarage de l'Aude à Carcassonne (Pont Neuf)

II.2.2.3. Petits bassins du département du Gard - crues de 1995

II.2.2.3.1. Présentation du bassin

La Direction Départementale de l'Equipement du Gard, au travers de son Service d'Annonce des Crues (SAC), possédant déjà un modèle dédié à l'anticipation des crues caractéristiques de ce site, a pu nous fournir la majeure partie des données nécessaires à notre modèle (altimétrie, pluviométrie spatialisée), ainsi que les hydrogrammes aux exutoires des bassins concernés. Ces données sont présentées ci-dessous.

Altimétrie

La partie Ouest du département du Gard est située aux pieds des montagnes Cévennes (Saint-Hippolyte-du-Fort, Alès, Anduze), elle se prolonge plus au Sud par les Garrigues gardoises. Les bassins versants concernés dans cette partie sont au nombre de quatre. Ils sont situés dans le nord-ouest du département du Gard. Il s'agit :

- Du bassin du Gardon de St-Jean en amont de Saumane,
- Du bassin du Gardon de St-Jean en amont de Corbès,
- Du bassin du Vidourle en amont de Saint-Hippolyte-du-Fort,
- Du bassin de l'Avène, affluent du Gardon d'Alès,
dont les superficies s'étendent entre 50 et 250 Km^2.

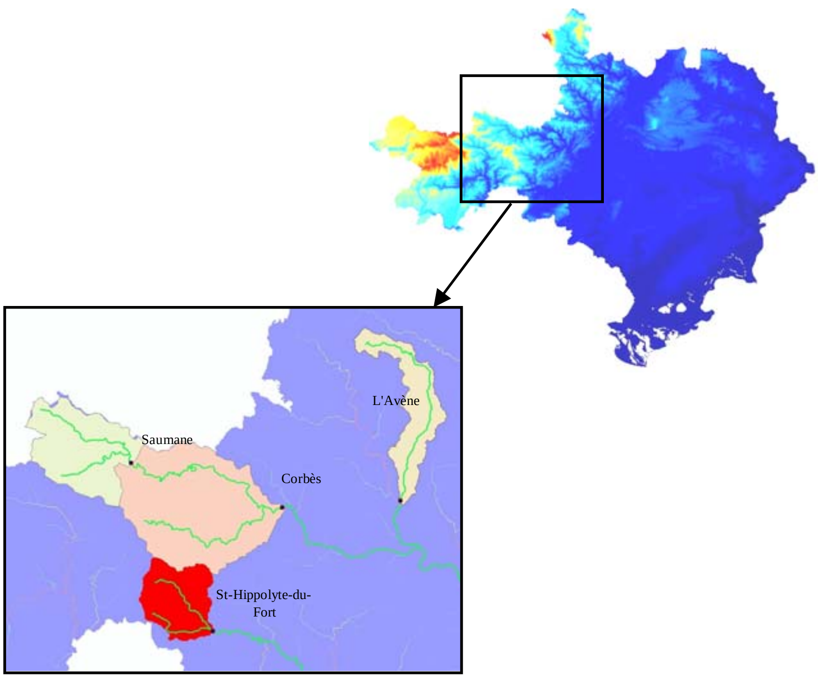


Fig 33.: MNT du département du Gard et position des 4 basins versants étudiés

Nous disposons d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la BD ALTI IGN avec une résolution horizontale de 50m fournie par la DDE du Gard.

Le relief de ces bassins est relativement accidenté et l'altitude varie entre une centaine de mètres et un peu plus de 1 000m pour les bassins versants auxquels nous nous intéressons.

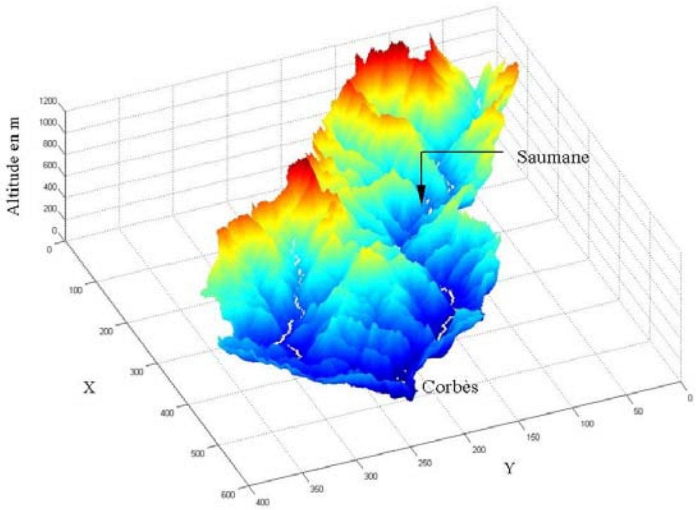


Fig 34.: MNT du bassin versant du Gardon de St-Jean en amont de Corbès

Les Gardons sont tantôt de petites rivières calmes, tantôt de véritables torrents aux eaux furieuses. Les profils en long réels n'étant pas disponibles, les cartes IGN ont permis d'extraire des profils simplifiés : à partir des lignes de niveau tracées sur les cartes IGN, on relève quelques altitudes le long du cours d'eau, avec lesquelles on peut déterminer des tronçons de rivière homogènes : on garde alors leur pente moyenne pour la simulation. Le Vidourle prend sa source aux alentours de 370 m. Son exutoire à Saint Hippolyte du Fort se situe à 157m. Sa longueur est de 9.07km et sa pente moyenne est de 2.3 %. Le Gardon de Saint Jean prend sa source à environ 520m pour se retrouver à 150 m à Corbès. Sa longueur est de 17.75km et sa pente moyenne est de 2.1 %.



Fig 35.: Photo d’un cours d’eau type « Gardon » dans le Gard

Les profils en travers ont été choisis de façon à être simples, tout en représentant approximativement la réalité des lits modélisés. Les cours d'eau étudiés ont un débit très faible la plupart du temps, le lit mineur est donc assez étroit. De plus, les vallées sont très encaissées, les profils ont donc été construits comme le montre le schéma ci-dessous. Ce profil simplifié ne varie que par les largeurs du cours d'eau et de la vallée, relevées sur carte.

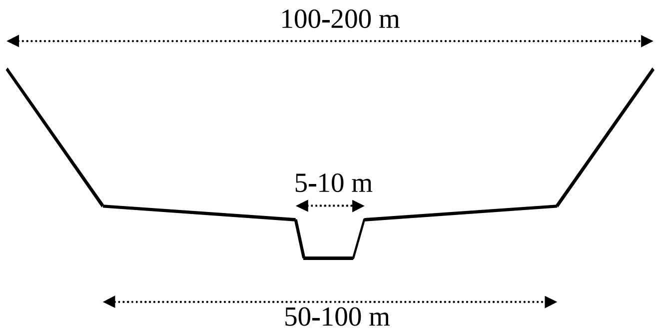


Fig 36.: Profil en travers simplifié utilisé pour MAGE

En fonction de ces profils, on peut calculer une courbe de tarage théorique Q(H) servant de condition limite aval pour MAGE. Une fois le profil fixé, cette condition n'est fonction que de la pente et du coefficient de Strickler du lit (Ks) (Neveu & Perrot, 2002).

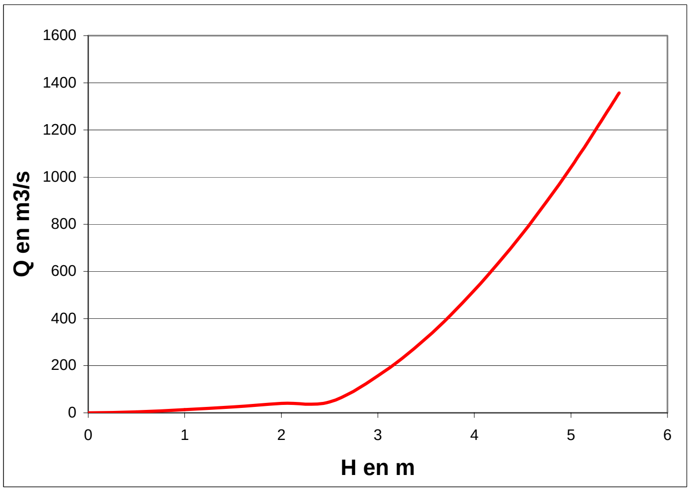


Fig 37.: Exemple de courbe de tarage à Corbès : I=0.75 % - Ks=20

Occupation des sols, géologie et nature des terrains

Occupation des sols

Pour les bassins étudiés, aucune carte d'occupation des sols n'était disponible. Néanmoins, grâce aux cartes IGN TOP 25 (échelle au 1/25 000ème) de la région, il a été possible d'établir une couverture végétale moyenne sur les bassins.

Le sol de cette région est calcaire, par endroit l'activité souterraine des cours d'eau y est très importante. De vastes et nombreux plateaux calcaires y sont présents et recouverts d'une végétation peu dense. Le sol est souvent une « arène » c'est à dire des roches altérées et érodées en sable plus ou moins argileux au sein de laquelle des boules de granit surgissent. Seuls les quartz échappent à cette dégradation, tempérant ainsi l'imperméabilité des argiles (Bousquet, 1997).

La région est très vallonnée et recouverte majoritairement de garrigues (chênes verts et végétation basse).

Le regroupement en classes que nous avons effectué est le suivant :

Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5	Classe 6
(1) Bois	(2) Branchages denses	(3) Branchages épars	(4) Prairie	(5) Sol nu	(6) Eau
Bois de feuillus : chênes, châtaigniers, hêtres	Garrigue (sol rocailleux accompagnant souvent les pins ou les chênes verts)	Cultures pérennes : vignes (sol sec)	Cultures annuelles maraîchères et fruitières Prairie et pelouse de montagne	Sites urbains Sols nus	Zones humides Eau

Tab 5 Classes de rugosités différentes

II.2.2.3.2. Crues survenues au cours de l'année 1995

Pluie

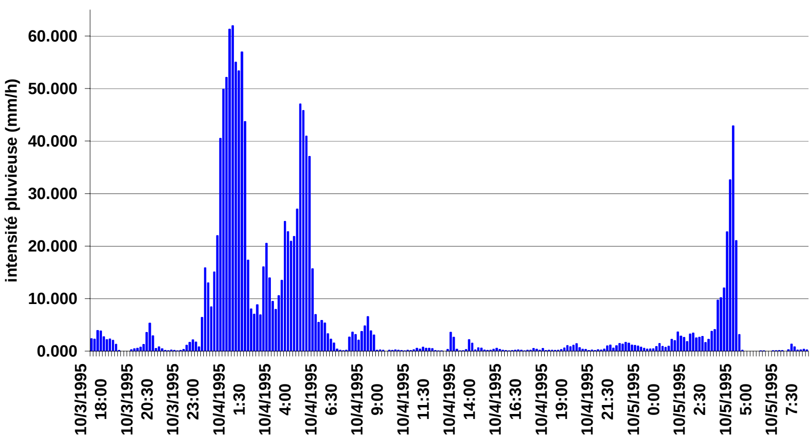
La présence de la chaîne des Cévennes d'un côté (Mont Aigoual) et l'influence de la mer méditerranée de l'autre (Golf du Lyon) réunissent les conditions nécessaires à la génération de violentes pluies appelées pluies cévenoles.

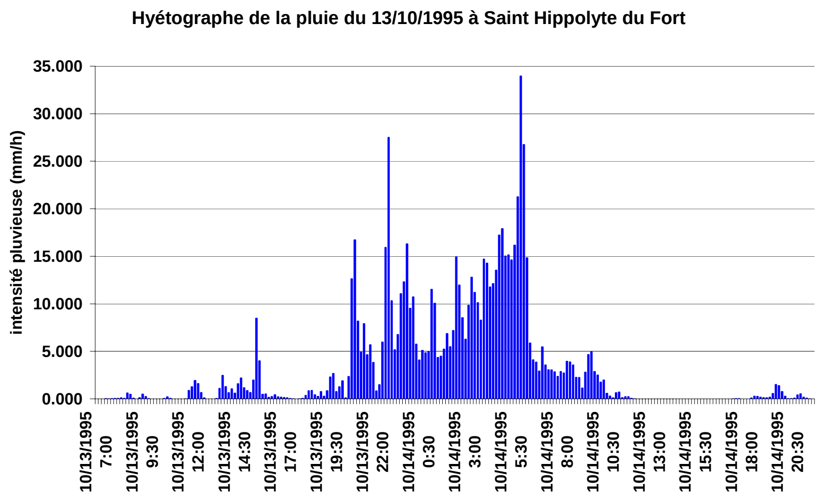
La pluviométrie fournie par le SAC du Gard est une pluviométrie radar. Elle fournit les intensités pluvieuses toutes les 6 minutes avec une résolution de 1 km^2.

Ces mesures radar nécessitent une correction par des relevés classiques de pluviométrie sur le terrain, afin de fournir une information suffisamment fiable et utilisable. Toutefois, l'erreur commise par le RADAR sur les intensités pluvieuses diminue lorsque l'événement est intense, ce qui correspond à nos événements.

Les événements à notre disposition sont ceux du 04/10/1995 et du 14/10/1995. Ces événements peuvent être considérés comme très intenses car ils représentent, suivant les bassins, des précipitations comprises entre 130 et 231 mm, mesurées sur moins de 48 h.

Hyétographe de la pluie du 03/10/1995 à Saint Hippolyte du Fort





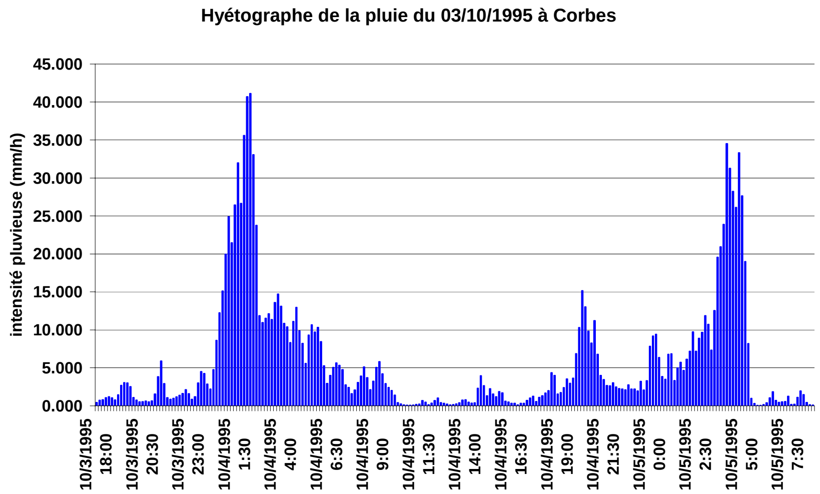


Fig 38.: Hyétographes observés dans le Gard pour les événements de 1995

Date	3-5/10/95	13-15/10/95	3-5/10/95
Rivière	Vidourle	Vidourle	Gardon de St Jean
Exutoire	St Hippolyte du Fort	St Hippolyte du Fort	Corbès
Intensité pluvieuse maximale	62 mm/h	34 mm/h	41 mm/h
Volume cumulé de pluie	227 mm	130 mm	231 mm

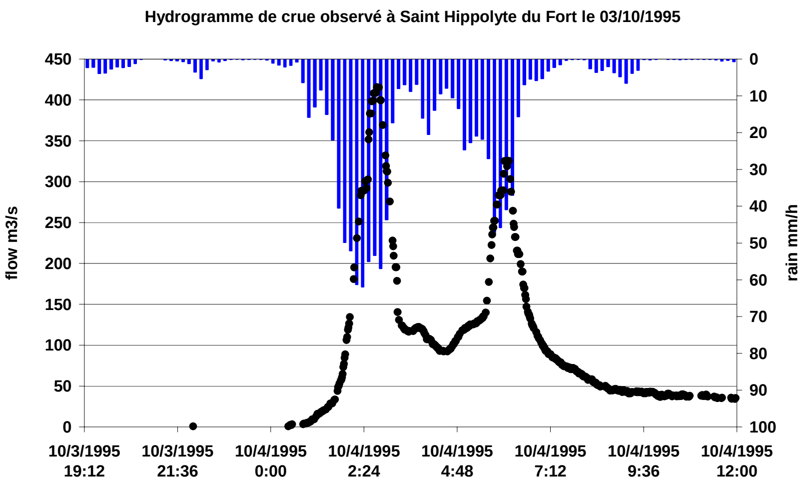
Tab 6 Tableau récapitulatif des événements ayant touchés le Gard en 1995

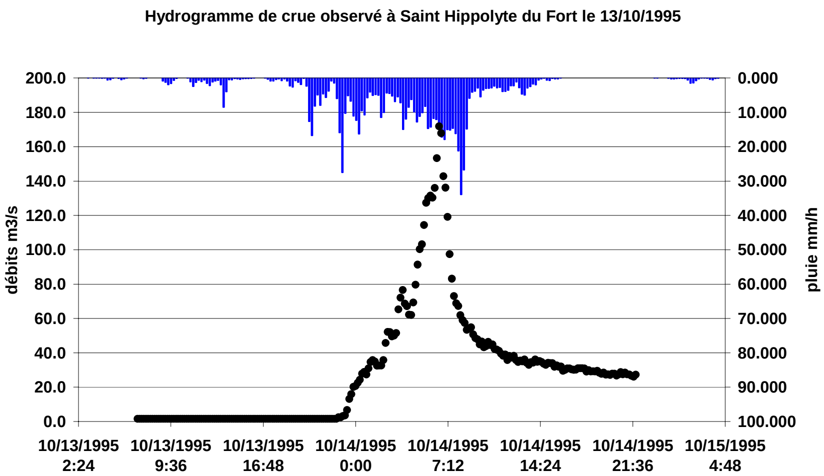
Etat hydrique antécédent du bassin

Les informations sur l'état initial d'humidité du bassin se limitent aujourd'hui à la connaissance du débit de base, et aux cumuls pluviométriques des mois précédents.

Hydrogramme de crue observé

Nous avons eu accès aux hydrogrammes relevés aux différentes stations de jaugeage de la région. On a donc pu obtenir un couplage entrée-sortie pour chaque bassin, entre l'événement pluvieux extrême et sa répercussion à l'exutoire du bassin.





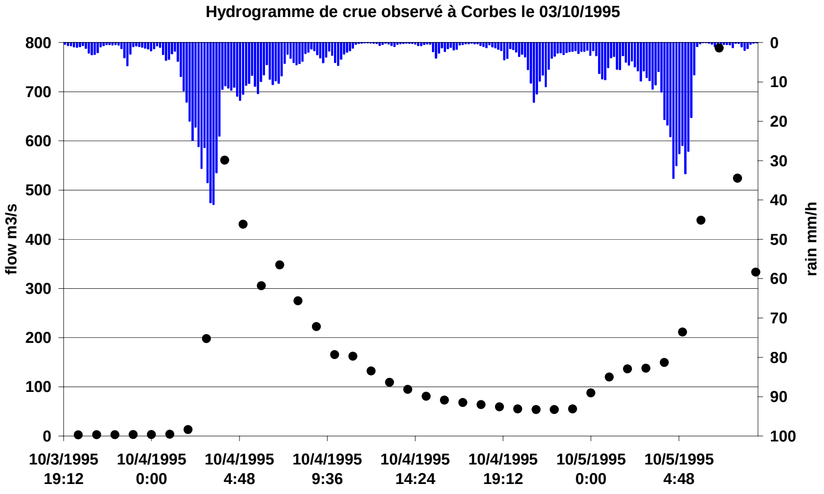


Fig 39.: Hydrogrammes de crue observés dans le Gard pour les événements de 1995

Les débits spécifiques des pics de crue de ces événements sont respectivement de 8.4, 3.6, 3.2 $m^3/s/km^2$.

La DDE30, fournisseur des données, a déjà travaillé sur la modélisation de ces événements. (Bressand, 2001) constate que de façon générale, ces bassins se comportent de la façon suivante :

- Les pluies, l'infiltration et le ruissellement superficiel qui se produisent sont fortement hétérogènes
- Le schéma hortonien a fourni des résultats intéressants, il semble bien adapté à ce site
- L'organisation spatiale des bassins est correctement retranscrite par le MNT mis à notre disposition.

Notons que certains des bassins étudiés peuvent présenter des terrains karstiques par endroit.

II.2.2.4. Bilan

Nous avons donc rassemblé dans cette partie toutes les informations recueillies concernant les crues que nous allons étudier par la suite.

Notons qu'il s'agit exclusivement de bassins versants du Sud de la France de taille relativement petite (< 1000km2). Les crues retenues sont rapides -voire éclair- et de fait, bien que pour la plupart situées dans des régions où l'annonce des crue peut y être assurée, les observations de ces événements font quelquefois défaut ou bien ne sont pas suffisamment fiables.

II.2.3. Application de modèles hydrologiques existants sur des crues éclair

Dans ce chapitre, nous nous intéressons aux modèles hydrologiques existants susceptibles de pouvoir reproduire des crues éclair, mais aussi capables de fonctionner en mode de prévision opérationnelle. Bien sûr, il existe bien d'autres modèles auxquels nous ne ferons même pas allusion, car comme le rappelait (Ambroise, 1998) « il y a presque autant de modèles que d'hydrologues ». Nous nous pencherons donc sur des modèles très différents les uns des autres tant par les processus qu'ils modélisent que par leur finalité. Après une première description de ces modèles, nous mettrons en oeuvre ceux d'entre eux qui sont disponibles et qui semblent correspondre à nos objectifs.

II.2.3.1. Présentation de quelques modèles existants susceptibles de répondre à notre problématique

II.2.3.1.1. Sophie : l'outil opérationnel

Depuis 1989, la DIREN31, avec l'aide du CERGRENE dans un premier temps, a implanté de façon opérationnelle le modèle SOPHIE sur le bassin supérieur de la Garonne. SOPHIE est un outil opérationnel de prévision des crues en temps réel qui présente une interface homme machine pratique et simple d'utilisation. Lorsque les côtes critiques sont atteintes, SOPHIE alerte automatiquement l'opérateur d'astreinte. Sophie est composée de 3 modules :

- Le paramétrage qui consiste à définir, pour un bassin versant donné, les stations qui le composent, les côtes d'alerte, les équations de tarage et les paramètres de chaque modèle.
- La prévision,
- Le système expert qui est un outil d'aide à la décision.

La prévision est assurée par une procédure multi-modèle. Il s'agit d'une analyse (en terme de performances récentes et passées) des résultats fournis par plusieurs modèles. Sophie utilise en entrées les données côtes, débits, pluies et pluies radar et fournit en sortie des prévisions de côtes. Les modèles élémentaires qui le composent sont : les modèles à relation linéaire, des modèles pluie-débit, la réglette Bachet, les modèles relations puissances, les modèles relations multiples, la prévision intuitive formalisée et la méthode de l'hydrogramme unitaire.

Les résultats obtenus par cet outil sont proches de la réalité ; à Toulouse, par exemple, des prévisions de qualité peuvent être fournie à 6 heures.

L'originalité de SOPHIE réside dans l'utilisation de la procédure multi-modèle. Celle-ci permet de gommer les effets de modèles qui ne fonctionneraient pas de façon satisfaisante pour la crue considérée. SOPHIE peut être amélioré par l'introduction de modèles supplémentaires dans la procédure multi-modèles, en particulier par un modèle basé sur plus de considérations physiques.

Ce modèle est détaillé en annexe1.

II.2.3.1.2. TOPMODEL : les aires contributives saturées

TOPMODEL (*TOPography based hydrological MODEL*) est un modèle hydrologique initialement développé par (Beven & Kirkby, 1979), (Beven, 1989), (Beven, 1992) à

l'Université de Lancaster. Il s'agit d'un modèle pluie-débit qui suit une approche articulée autour de deux idées centrales:

- le ruissellement se produit sur des zones contributives variables,
- la topographie influence la manière dont se produit le ruissellement.

L'originalité de TOPMODEL réside dans la définition de l'indice topographique. Cet indice est un paramètre dynamique qui traduit la propension qu'a un pixel à se saturer plus ou moins vite. TOPMODEL modélise le sol à l'échelle du versant de la façon suivante :

- la surface du sol donne lieu au ruissellement superficiel (Horton ou Aires contributives saturées),
- la zone racinaire retient l'eau de pluie en début d'événement,
- la zone insaturée transfère la pluie infiltrée vers la zone saturée selon l'équation de Darcy,
- la zone saturée s'écoule vers l'exutoire.

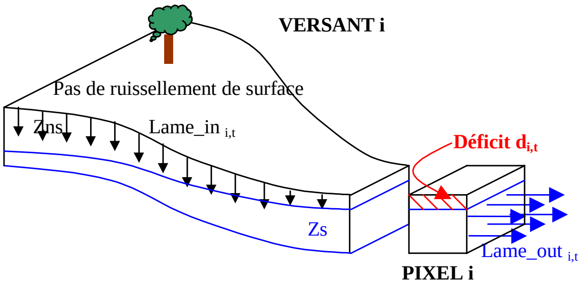


Fig 40.: Schématisation des écoulements sur le versant par TOPMODEL

Une limitation de ce modèle souvent dénoncée est l'hypothèse qu'entre deux pas de temps, le sol atteint un régime permanent. « Mais cette réalité instationnaire est-elle cruciale au point de remettre en cause le concept …? » (Obled, 1999).

A l'échelle du bassin, des bilans sont réalisés pour déterminer les évolutions des réserves en eau du sol. Ils sont ventilés à l'échelle du versant en fonction de la topographie.

TOPMODEL n'a pas la prétention d'être un modèle complet, mais plutôt un ensemble de concepts qui doivent être utilisés de façon appropriée. Il est facile à mettre en œuvre, il utilise peu de paramètres, il est facile à initialiser en début d'événement et il est compatible avec les MNT et les SIG. Il est considéré par (Bonell, 1993) comme l'un des rares modèles qui peut avoir la prétention d'être physique.

Ce modèle semble utilisable si les processus de genèse de crue du bassin s'apparentent aux zones contributives saturées.

Ce modèle est détaillé en annexe1.

II.2.3.1.3. HEC HMS : le ruissellement de type hortonien

Ce logiciel a été développé par le HEC (Hydrologic Engineer Center) de US Army corps of Engineers. La première version de ce logiciel est apparue en 1995. Il s'agit d'un modèle pluie-débit, constitué par un ensemble de modèles hydrologiques qui permettent de décrire le fonctionnement d'un bassin versant de manière spatialisée.

La géométrie du bassin versant peut être conceptualisée par un ensemble de sous unités hydrologiques liées entre elles par des éléments hydrauliques. Cette description se fait à

l'aide d'outils géométriques prédéfinis. La description des pluies se fait par l'introduction d'observations faites sur des pluviographes ou bien de pluies synthétiques.

Chacune des unités hydrologiques ainsi que chacun de ces éléments de liaison sont caractérisés par de multiples modèles de simulation hydrologiques et hydrauliques. Parmi ces modèles, on trouve :

- les modèles de pertes par infiltration, retenue ou évapotranspiration qui permettent d'évaluer le ruissellement : modèle de perte initiale et à taux constant, modèle à déficit et à taux de perte constant, modèle basée sur le Curve Number (CN), modèle de Green et Ampt.
- les modèles de ruissellement direct sur les versants : les modèles liés à la méthode de l'hydrogramme unitaire, le modèle de l'onde cinématique.
- les modèles des écoulements souterrains : le modèle constant, le modèle à récession exponentielle, le modèle à réservoir linéaire.
- les modèles d'hydrologie fluviale dont les équations de base sont celles des écoulements à surface libre : le modèle Muskingum, le modèle du décalage (lag model), le modèle de l'onde cinématique, le modèle de Muskingum-Cunge ; ces modèles prennent en compte la géométrie des tronçons (bifurcations, confluences)

Le choix des modèles élémentaires dépend essentiellement des données disponibles. Leur calage peut être réalisé de façon automatique par HEC HMS à partir des données pluie-débit. HEC HMS est un logiciel complet, facile à prendre en main. Ce modèle devrait pouvoir être utilisable pour la modélisation des crues éclair pour des processus de genèse de crues de type hortonien au sens large.

Pour de détail sur le contenu scientifique de ce modèle, on pourra se référer aux références notées en bas de page.[8]

II.2.3.1.4. Hydrotel : l'intégration des données de télédétection

Ce modèle a été conçu en collaboration entre l'INRS EAU Canada et Laboratoire d'Hydrologie et Modélisation de Montpellier (Fortin *et al.*, 1995), dans le but de créer un outil capable d'intégrer et de gérer la spatialisation des données et des processus physiques. Il utilise ainsi les données issues de la télédétection et les SIG.

Il se décompose en 2 modules : PHYSITEL (pour le traitement du MNT en vue de la détermination des unités hydrologiques du bassin et de son réseau de drainage) et HYDROTEL (pour la simulation hydrologique). Ce dernier module intègre, en plus des résultats de PHYSITEL, le type de sol, sa profondeur racinaire, la pluie (sous forme de pluviographes), l'occupation des sols et les caractéristiques de la végétation (albédo, indice foliaire). Il simule l'ETP, la fonte des neiges, le ruissellement superficiel (par l'onde cinématique), la propagation de la crue dans la rivière avec l'onde cinématique ou l'onde diffusante.

Ce modèle présente l'avantage d'intégrer l'imagerie satellitale, d'utiliser des équations physiques pour modéliser les processus de genèse et de propagation de crues et de se présenter sous la forme d'une interface conviviale. Toutefois, il nécessite une grande quantité

---

[8] Manuel de référence technique vu par les élèves ENSEEIHT du BEI 2000/2001 : http://www.enseeiht.fr/hmf/travaux/CD0001/travaux/optsee/bei/2/g24/index.htm

Manuel officiel : http://www.bossintl.co.uk/products/download/item/HEC-HMS.html

d'informations pour son calage initial. De plus, son pas de temps horaire est très limitatif pour la prévision des crues éclair.

II.2.3.1.5. TOPKAPI : les ondes cinématiques opérationnelles

TOPKAPI signifie TOPographic Kinematic Approximation and Integration. Il a été conçu et développé par (Liu & Todini, 2002). Il s'agit d'un modèle hydrologique distribué à base physique.

Les équations de l'onde cinématique sont intégrées à différentes échelles pour permettre une résolution de la transformation pluie-débit et de la propagation de la crue dans la rivière rapide. Il prend en compte l'évapotranspiration, la fonte des neiges et les transferts de l'eau dans le sol, en surface et dans les cours d'eau. En particulier, il modélise l'apparition du ruissellement superficiel par saturation des zones contributives.

Les paramètres de ce modèle sont invariants par changement d'échelle et se déterminent à partir de différentes données : le MNT, la carte des sols, la carte de la végétation, la carte d'occupation des sols.

Il a été utilisé pour l'analyse de crues extrêmes, la détermination des impacts des changements climatiques, l'extension à des bassins non jaugés, le couplage avec des modèles généraux de circulation. Il a été appliqué en Italie de façon opérationnelle (Todini *et al.*, 2003).

Il s'agit donc d'un modèle complet, bien documenté, traitant les changements d'échelle. Toutefois, il a été publié trop près de la fin de nos travaux pour pouvoir être utilisé.

II.2.3.1.6. MIKE SHE : la modélisation hydrologique complète

MIKE est une famille de logiciels qui traitent d'écoulements dans les rivières, de crues en 1 et 2D, d'hydrologie intégrée (MIKE SHE) et de management hydrologique assisté par un Système d'Information Géographique.

MIKE SHE qui est un modèle physique au sens de (Bonell, 1993), comprend plusieurs modules :

- Evapotranspiration
- Ecoulement dans la zone non saturée basée sur l'équation de Richards
- Ecoulement dans la zone saturée
- Ecoulement superficiel dans les cours d'eau et sur les versants selon l'équation de l'onde diffusante

Ainsi que des modules propres à des applications particulières comme l'irrigation.

Les inconvénients majeurs de ce type de logiciels résident dans leur coût, leur non modularité, l'inaccessibilité de leur code source et le manque de détails des équations programmées.

II.2.3.1.7. AIGA : la méthode spécifique aux crues éclair

Il s'agit d'une méthode développée conjointement par Météo France et le Cémagref qui a pour vocation la prévision opérationnelle des crues éclair (Gregoris *et al.*).

Les pluies introduites dans le modèle sont d'une part les pluies du radar météorologique (reçues toutes les 15 minutes) et d'autre part une précipitation prévue à une heure. Le modèle hydrologique à l'échelle du bassin versant utilisé est la méthode du SCS (US soil Conservation Service). Il faut fournir à cette méthode 2 paramètres ainsi qu'une condition initiale d'humidité. Cette dernière est fournie quotidiennement par ISBA.

La sortie d'AIGA est une évaluation du risque basé sur la période de retour de l'événement ainsi prévu (2 à 10 ans, 10 à 50 ans, au-delà de 50 ans).

Ce modèle est appliqué à quelques crues éclair survenues au cours de ces deux dernières années sur l'arc méditerranéen.

Modèles	Statistique ou à base physique	Taille de l'unité hydrologique	Type de calage	Nature de la sortie
TOPMODEL	À base physique (zones contributives saturées)	versant	Paramètres à caler à partir de chroniques PQ	Hydrogramme de crue à l'exutoire
TOPKAPI	À base physique (processus complexes)	Pixel	Paramètres à caler à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue
HEC HMS	À base physique (processus de type hortonien)	Sous bassins versants	Prédétermination possible puis calage à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue en différents points du basin
SOPHIE	Modèles à propagation le long d'un cours d'eau et modèles pluie PQ globaux	Sous basins versants	Calage statistique à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue en différents points du basin
MIKE SHE	À base physique (processus complexes)	Pixel	Prédétermination possible et calage à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue en différents points du basin
AIGA	À base physique (processus de type hortonien)	Pixel	Prédétermination possible puis calage à partir de chroniques PQ	Risque hydrologique
HYDROTEL	À base physique	Pixel	Prédétermination possible puis calage à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue

Dans ce chapitre, nous allons utiliser deux modèles hydrologiques pour simuler la crue de l'Orbieu à Lagrasse qui a eu lieu en novembre 1999. Les modèles retenus sont TOPMODEL pour un essai de simulation de genèse de crue suivant le processus des zones contributives saturées et HEC HMS pour l'autre mode de genèse des crues qui correspond plutôt à une approche plutôt « hortonienne », ainsi les deux types de genèse pourront être testés. La motivation de ces choix a été fortement conditionnée par la disponibilité des modèles au moment de l'étude.

II.2.3.2. Application de TOPMODEL sur la crue éclair de l'Orbieu en amont de Lagrasse et d'autres petits bassins versants gardois

Dans un premier temps, nous avons appliqué TOPMODEL sur de petits bassins versants du Sud de la France, présentant des caractéristiques semblables en termes de climat, pluviométrie, relief, géologie, végétation et occupation des sols, à des cas de crues non extrêmes mais néanmoins comparables par leur violence et leur rapidité. Notre objectif a été d'essayer d'optimiser le calage du logiciel en vue de son application en mode prévisionnel.

Dans un second temps, nous avons utilisé TOPMODEL pour reproduire des petites crues sur un bassin versant audois. Puis, nous avons envisagé dans quelle mesure il était possible d'utiliser ces simulations pour prévoir la crue éclair de novembre 1999 sur ce même bassin.

II.2.3.2.1. Description de la mise en œuvre générale de TOPMODEL

La mise en œuvre de TOPMODEL se fait de la façon suivante :

- Tout d'abord le logiciel DTM (QUINN et al., 1995) est utilisé pour calculer les indices topographiques pour tout le bassin versant,
- Ensuite TOPMODEL est mis en œuvre,
- Le calage des paramètres de TOPMODEL se fait avec le logiciel GLUE.

Les données nécessaires sont :

- Le MNT du bassin ou de la zone, la frontière du bassin versant et sa superficie pour le calcul de l'indice topographique distribué
- Les pluies (non spatialisées)
- Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle pour chaque pas de temps
- L'hydrogramme de crue correspondant observé (pour le calage)
- Les valeurs des 5 paramètres, ainsi que les bornes minimale et maximale de leur plage de variation

La version disponible sur Internet est conviviale mais assez limitée. Nous avons dû dégrader la résolution du MNT de 50 à 200 m pour que la taille de celui-ci soit acceptée par le programme (100*100 pixels maximum), ce qui peut avoir des conséquences selon (Saulnier, 1996) sur la signification physique des paramètres. La distribution spatiale des pluies est ignorée, ce qui peut être une grosse source d'erreur pour le cas particulier de la simulation des crues éclair vu la particularité des événements météorologiques qui en sont à l'origine. TOPODYN (Datin, 1998) est une version « spatialisée » de TOPMODEL qui prend en compte cette hétérogénéité. Il n'était cependant pas disponible. D'autres limitations de cette version n'ont pas eu d'impact à notre niveau, comme le nombre limité de classes de l'indice topographique (30) ou le nombre de pas de temps de la simulation (2500).

La méthodologie de calage est la suivante :

Une simulation préliminaire est lancée avec des paramètres non optimisés de façon à analyser la sensibilité de chacun d'eux sur les réponses. L'optimisation de ces paramètres est ensuite réalisée par une exploration statistique de l'ensemble du domaine de définition de ces paramètres. Celle-ci est réalisée à l'aide du logiciel GLUE qui réalise des simulations de Monté Carlo. Le critère d'optimisation retenu peut être de différentes natures, nous avons opté pour l'efficience (Nash) en s'assurant de la conservation des volumes, mais ce choix ne sera

pas sans conséquences sur les résultats des simulations. Dans le cas où d'autres critères seraient utilisés lors du calage, ils seront alors précisés.

II.2.3.2.2. Crues de 1995 dans le Gard

Calage de TOPMODEL sur la crue à modéliser

La procédure de mise en œuvre de TOPMODEL est telle que définie ci-dessus. Dans chacun des cas présentés ci-dessous, nous avons calé les 5 paramètres du modèle sur une crue à partir des observations de cette même crue et selon la méthodologie précédemment décrite.

Crue du 3/10/95 à Saint Hippolyte du Fort

La première simulation traite de la crue du 3/10/95 à Saint Hippolyte du Fort. Rappelons sommairement les caractéristiques de cet événement.

CRUE	3/10/95
Durée de l'événement	35 h
Intensité maximale de la pluie	62 mm/h
Débit maximum	408 m^3/s

Tab 7 Pluie du 3/10/95 à Saint Hippolyte du Fort

Soit un débit spécifique maximum de 8.16 $m^3/s/km^2$.
Les paramètres calés obtenus sont les suivant :

- M = 0.09 m (taux de décroissance de la conductivité du sol avec son déficit)
- LnTo = 4.25 avec To en m^2/h (transmissivité de l'épaisseur de sol)
- SRmax = 0.5 m (profondeur du réservoir racinaire)
- SRinit = 0.23 m (perte du réservoir racinaire).
- ChVel = 5650 m/h (vitesse de transfert superficiel effective)

La valeur obtenue pour LnTo est importante, mais ne semble pas irréaliste en comparaison avec les résultats obtenus lors d'autres expériences (Durand et al., 1992). La vitesse de transfert est d'environ 1.5 m/s, ce qui semble correct.

L'hydrogramme de crue ainsi simulé est présenté ci-dessous :

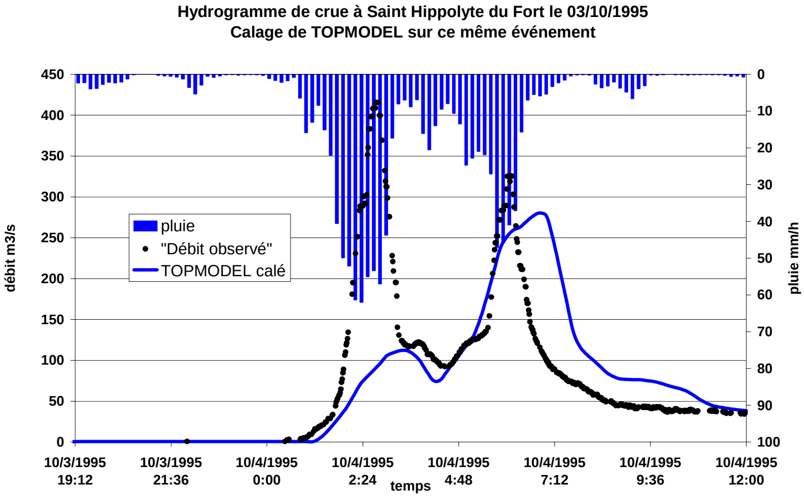


Fig 41.: Calage de TOPMODEL sur cette même crue (rivière Vidourle)

En terme de performance, l'efficience (Nash) obtenue est de 0.30. Ce qui est un mauvais résultat. En particulier, le premier pic de crue n'est pas reproduit. Toutefois, cette incapacité de TOPMODEL à retrouver le premier pic de crue est peut être due au fait que l'hétérogénéité spatiale des pluies qui n'est pas prise en compte dans cette version du logiciel (nous reviendrons là dessus dans un chapitre ultérieur). Quant au second pic de crue simulé, il présente une forme élargie et aplatie qui ne correspond pas aux observations. Le débit maximum et sa date d'apparition ne conviennent pas. Il semble donc impossible de reproduire correctement cette crue avec cette version du logiciel.

Crue du 3/10/95 à Corbès

La deuxième crue de référence choisie est celle du 3/10/95 à Corbès, caractérisée par :

CRUE	3/10/95
Durée de l'événement	39 h
Intensité maximale de la pluie	41 mm/h
Débit maximum	789 m^3/s

Tab 8 Pluie du 3/10/95 à Corbès

Soit un débit spécifique maximum de 3.16 $m^3/s/km^2$.

Sur cette crue, nous avons calé TOPMODEL selon la méthode précédemment définie. Cependant, nous avons aussi envisagé des calages avec des critères d'optimisation des résultats différents. Les différents paramètres calés sont les suivants :

PARAMETRE	Optim1	Optim2	Optim3
M	0.09	0.09	0.1
LnTo	3.60	4.65	2.50
SRmax	0.2	0.2	0.2
Srinit	0.22	0.06	0.23
ChVel	4910	3050	2820
Fonction objectif	Erreur relative	Efficience	Efficience
Variables prévues	Q cumulé et en certains instants	Q en certains instants	Q cumulé et en certains instants

Tab 9 Paramètres de calage de TOPMODEL

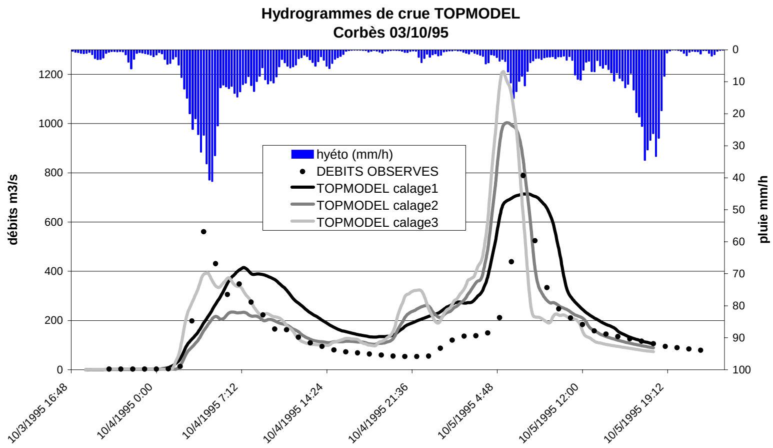


Fig 42.: Influence du calage de TOPMODEL en fonction du critère d'optimisation

Les résultats varient sensiblement avec le calage effectué suivant les différents critères de minimisation de l'erreur entre observation et simulation retenus. Dans tous les cas de figures, le second pic de crue est en avance et présente une forme bien trop étalée. Le premier pic n'est que faiblement reproduit. Ainsi, bien que le choix de la fonction d'optimisation influence les résultats, aucun calage ne paraît satisfaisant sur cet événement.

Crue du 13/10/95 à Saint Hippolyte du Fort

La troisième crue est celle de Saint Hippolyte du Fort du 13/10/95, qui est caractérisée par :

CRUE	13/10/95
Durée de l'événement	24 h
Intensité maximale de la pluie	34 mm/h
Débit maximum	172 m^3/s

Tab 10 Pluie du 13/10/95 à Saint Hippolyte du Fort

Soit un débit spécifique maximum de 3.44 $m^3/s/km^2$.
Les paramètres calés obtenus sont les suivants :

- M = 0.09 m (taux de décroissance de la conductivité du sol avec son déficit)
- LnTo = 2.94 avec To en m^2/h (transmissivité de l'épaisseur de sol)
- SRmax = 0.2 m (profondeur du réservoir racinaire)
- SRinit = 0.17 m (perte du réservoir racinaire)
- ChVel = 6720 m/h (vitesse de transfert superficiel effective).

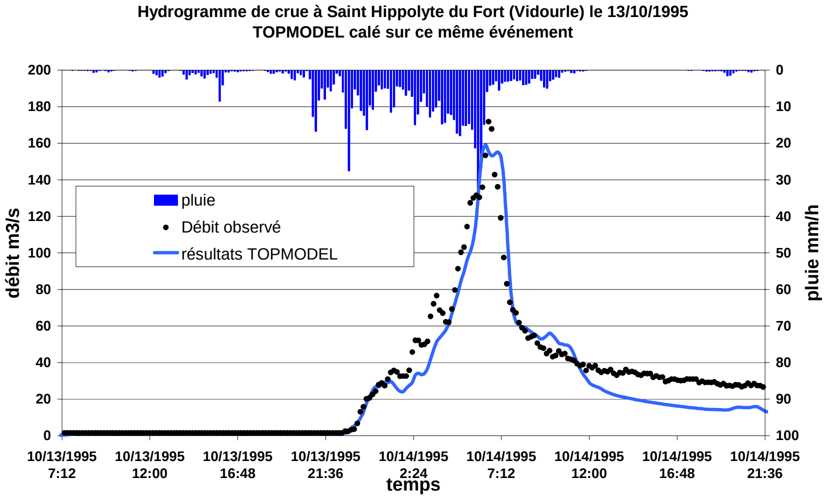


Fig 43.: Calibration de TOPMODEL sur cette même crue

L'efficience (Nash) est de 0.91. Cette fois-ci les résultats sont très satisfaisants. En particulier le début de la courbe de montée de crue est correctement simulé, ainsi que la valeur du pic et sa date d'apparition.

Sensibilité des paramètres

Des tests de sensibilité des paramètres de TOPMODEL ont ensuite été réalisés à partir des de la dernière crue simulée. La figure ci-dessous représente la variation de l'efficience sur l'hydrogramme de crue simulée pour chacune des plages de variations des paramètres du logiciel.

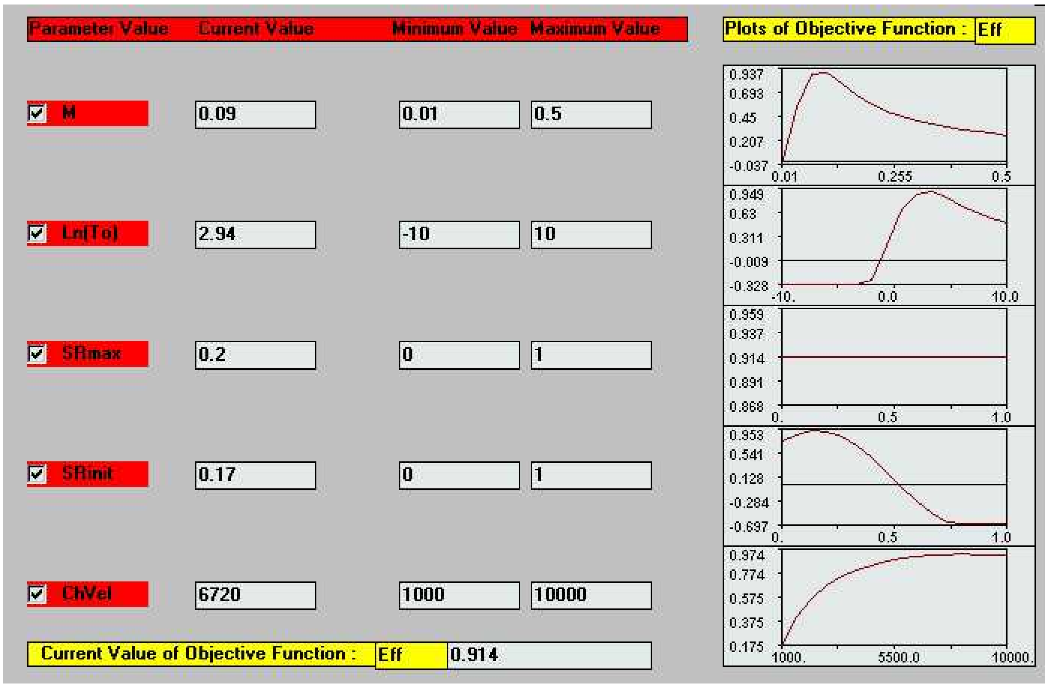


Fig 44.: Sensibilité des résultats par rapport à chacun des paramètres de TOPMODEL

Il apparaît ainsi que seul le paramètre SRmax qui définit la taille de la zone racinaire n'influence en rien les résultats des simulations et que le paramètre ChVel qui fixe la valeur du transfert superficiel n'a plus une grande influence sur les résultats passé un certain seuil (autour de 5 000 m/h). Au contraire, le modèle est très sensible aux trois autres paramètres pour lesquels il existe un point de fonctionnement optimal. Le paramètre SRinit a été calé à des valeurs avoisinant 0.2 pour chacune des 3 crues testées et le paramètre M à 0.09, ils ont tous deux des valeurs de calage relativement constantes.

Enfin, To, qui représente la transmissivité du sol, est celui qui présente la plage de valeurs la plus large (conformément aux différentes valeurs présentées dans la littérature) et qui influence les hydrogrammes résultants de façon considérable.

Portabilité de TOPMODEL

Nous avons ensuite envisagé de caler TOPMODEL sur un événement et d'appliquer le calage en l'état pour une crue différente.

Portabilité des paramètres calés

Le jeu de données qui a fourni les meilleurs résultats en calage direct concerne la crue de Saint Hippolyte du Fort du 13/10/95. L'essai de calage anticipé a donc porté sur cet événement.

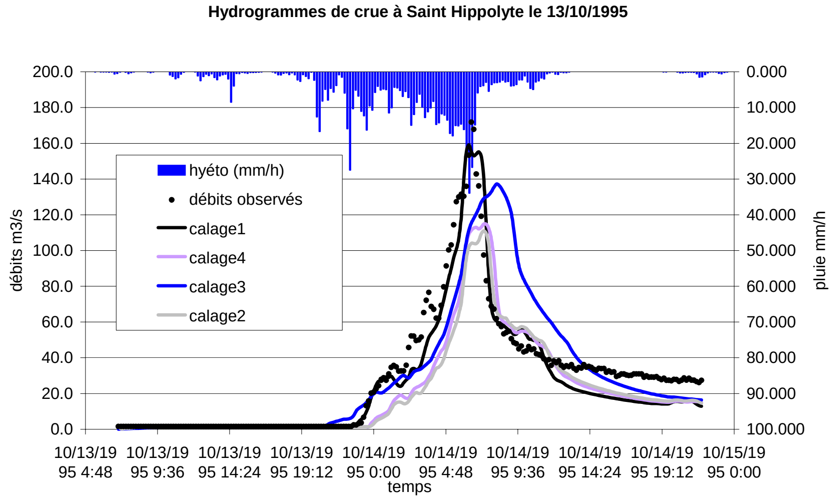


Fig 45.: Influence du calage de TOPMODEL en fonction de la crue de référence

Chaque courbe correspond à un calage réalisé antérieurement sur un autre événement. Les calages intitulés « calage3 » et « calage4 » correspondent aux simulations réalisées à partir de la crue de Corbès du 3/10/95 pour différents critères d'optimisation (respectivement « optim2 » et « optim1 »), le « calage1 » est le calage sur la crue en question et le « calage2 » est réalisé à partir de la crue de Saint Hippolyte du 3/10/95. Exception faite de la courbe « calage3 », le calage influence les résultats essentiellement en terme d'amplitude, sa forme variant globalement peu.

Essai d'anticipation

L'application des paramètres en l'état ne permet pas une anticipation convenable. Toutefois, l'état initial d'humidité des sols est un facteur qui influence fortement l'amplitude de la crue ainsi que le début de la montée des eaux. On considère que ce facteur est automatiquement mis à jour pour chaque crue dans TOPMODEL via une équation reliant le débit de base à l'exutoire du bassin (indicateur de l'état des nappes profondes) au déficit en eau moyen du bassin (indicateur de l'état des nappes perchées temporaires modélisées par TOPMODEL) :

$$Q_{bt} = \left(\int_{L_R} A_i.dl \right).T_0.\exp(-\frac{\overline{D_t}}{M}).\exp(-\overline{IT}) \qquad 2)$$

Formatted: Bullets and Numbering

avec D_t = le déficit moyen du bassin, IT = l'indice moyen du bassin, T_0 = la transmissivité du bassin et A_i les aires drainées et Q_b le débit de base.

Dans cette relation on assimile les deux nappes profonde et temporaire à l'état initial, ce qui n'est pas forcément vrai. Afin de corriger cet état initial, il est possible de modifier les coefficients M ou To qui jouent un rôle sur le déficit moyen du bassin à travers cette équation.

Analysons les autres paramètres au cas par cas :

- Les paramètres SRmax et SRinit sont caractéristiques de la zone racinaire et des pertes par évapotranspiration et interception. Le paramètre SRmax, tel qu'il a été testé, n'influence pas les résultats, il peut rester constant pour toutes les crues (0.5). Le paramètre SRinit s'est montré relativement constant (0.2). De plus, physiquement les

valeurs de ces paramètres ne devraient pas trop influencer la crue éclair. Ces paramètres devraient pouvoir être portés dans les cas de figures qui nous intéressent.

- Le paramètre ChVel pourrait varier puisqu'il définit des vitesses de transfert superficiel, intimement liées à l'épaisseur de la lame d'eau ruisselante si l'on en croit les équations de Saint Venant. Sa valeur varie donc de quelques cm/s pour les petites crues ou au m/s pour la crue éclair. Des tests de sensibilité ont montré que ce paramètre n'influençait plus beaucoup les résultats au-delà d'une certaine valeur.
- Le paramètre M est en fait une sorte d'indice de la profondeur hydrologiquement efficace des sols, siège des processus contributifs à la réponse rapide du bassin en période de crue, il est dû à son histoire géomorphologique (dégradation des sols, pérennité des chemins d'écoulement). De cette épaisseur dépend la formation du ruissellement et la courbe de décrue comme nous l'avons vu précédemment. Les différents essais ont montré qu'il restait relativement constant pour la catégorie d'événements testés.
- Seul le paramètre To a une grosse influence sur les résultats. Sa grande variabilité traduit la difficulté de calage de ce paramètre. Nous avons donc opté pour conserver tous les paramètres calés intacts et ajuster manuellement le paramètre To afin de simuler d'autres crues.

Voici les résultats obtenus sur la crue de Saint Hippolyte du Fort du 13/10/95.

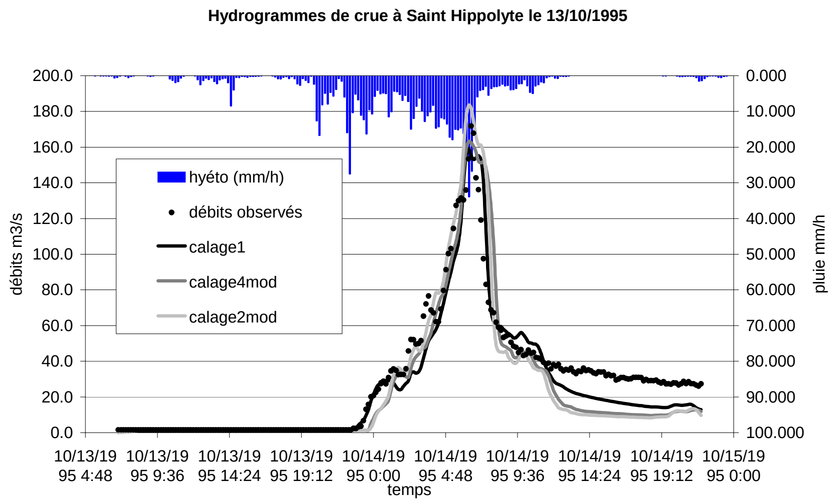


Fig 46.: Ajustement manuel du calage

Ainsi, en appliquant les valeurs des paramètres calés sur une autre crue et en modifiant la valeur de LnTo de 4.65 à 1.60 pour le calage4mod et de 4.25 à 1.25 pour le calage2mod, on obtient les hydrogrammes gris clair et gris foncé présentés ci-dessus. Les résultats sont alors très satisfaisants.

Bilan sur l'utilisation de TOPMODEL sur des bassins gardois

Ainsi TOPMODEL a pu être très convenablement calé sur un des trois événements testés apparus sur un bassin versant gardois. Cet événement correspond d'ailleurs à celui qui présente les plus faibles intensités et les plus faibles cumuls de pluie :

Evénements	Intensité pluvieuse maximale	Précipitations cumulées
Saint Hippolyte le 3/10	62 mm/h	227 mm
Saint Hippolyte le 13/10	34 mm/h	130 mm
Corbès le 3/10	41 mm/h	231 mm

Tab 11 Pluies du Gard 1995

Il est probable que dans le cas de petites pluies, les processus mis en jeu sur le bassin correspondent davantage à des processus souterrains proches du concept des zones contributives saturées. Ce qui expliquerait les meilleures performances de TOPMODEL. Toutefois, il est bien illusoire de prétendre tirer de telles conclusions à partir de résultats numériques…. Seules des observations auraient pu nous permettre de trancher.

Dans ce contexte, l'application de TOPMODEL à des fins d'anticipation sur des petits bassins du Sud de la France est discutable. En effet, il est possible de retrouver des hydrogrammes de crue corrects si l'on porte en l'état tous les paramètres préalablement calés (sur une autre crue ou un autre site semblables) sauf un, que l'on ajuste au cas par cas (en l'occurrence To). Le manque de sens physique des paramètres ne nous permet toutefois pas d'anticiper ces valeurs, seul un ajustement manuel nous a conduit à des hydrogrammes de crue corrects.

II.2.3.2.3. Crues de l'Orbieu à Lagrasse

Petites crues à Lagrasse

Simulations aux cas par cas

Nous avons, dans cette partie, utilisé TOPMODEL pour simuler 3 événements disponibles sur le bassin de l'Orbieu à Lagrasse (Aude). Il s'agit de crues de faible intensité, survenues en 1987, 1988 et 1990. Les observations de ces petits événements nous ont été fournies par la DDE11. Les caractéristiques des pluies et des hydrogrammes de crue observés sont les suivantes :

CRUE	12-14/2/90	3-4/4/88	10-11/10/87
Durée de l'événement	25 h	20 h	5 h
Intensité maximale de la pluie	10 mm/h	6 mm/h	35 mm/h
Débit maximum	190 m^3/s	220 m^3/s	190 m^3/s

Tab 12 Pluies à Lagrasse

Les débits spécifiques maximums pour ces crues sont faibles (de l'ordre de 0.8 m3/s/km2) contre 2.15 m3/s/km2 pour la crue éclair sur le même bassin.

Chaque hydrogramme a été calé, à partir de ses propres observations, définissant ainsi 3 jeux de paramètres optimums pour chacune des 3 crues :

PARAMETRE	12-14/2/90	3-4/4/88	10-11/10/87
M	0.004	0.005	0.004
Ln To	0.911	-2.540	-1.097
SRmax	0.873	0.937	0.485
SRinit	0.052	0.008	0.044
ChVel	139	182	156
Efficience	0.91	0.85	0.87

Tab 13 Paramètres de calage de TOPMODEL

En ce qui concerne les paramètres liés à l'évapotranspiration (SRmax et SRinit), ils varient d'un événement à l'autre mais présentent le même ordre de grandeur pour l'événement de 1987 et celui de 1999. Ce point n'est pas surprenant puisque que ces deux événements se produisent à la même période de l'année (automne) alors que les autres ont lieu en hiver et au début du printemps.

Les vitesses de propagation dans la rivière sont du même ordre de grandeur : quelques centimètres par secondes quelle que soit la crue considérée.

Le paramètre M présente une valeur optimisée relativement constante pour toutes ces crues. Ce paramètre est conditionné par les courbes de récession de l'hydrogramme de crue qui présentent des formes similaires pour ces petites crues. De plus, il traduit la liaison entre débit de base dans la rivière à l'exutoire et déficit en eau moyen du sol du bassin, comme nous l'avons précédemment mentionné. Il semblerait donc que cette relation soit constante pour des petites crues.

Enfin, les valeurs de la transmissivité sont extrêmement variables dans tous les cas de figures, depuis 0.08 à 2.49 m^2/h

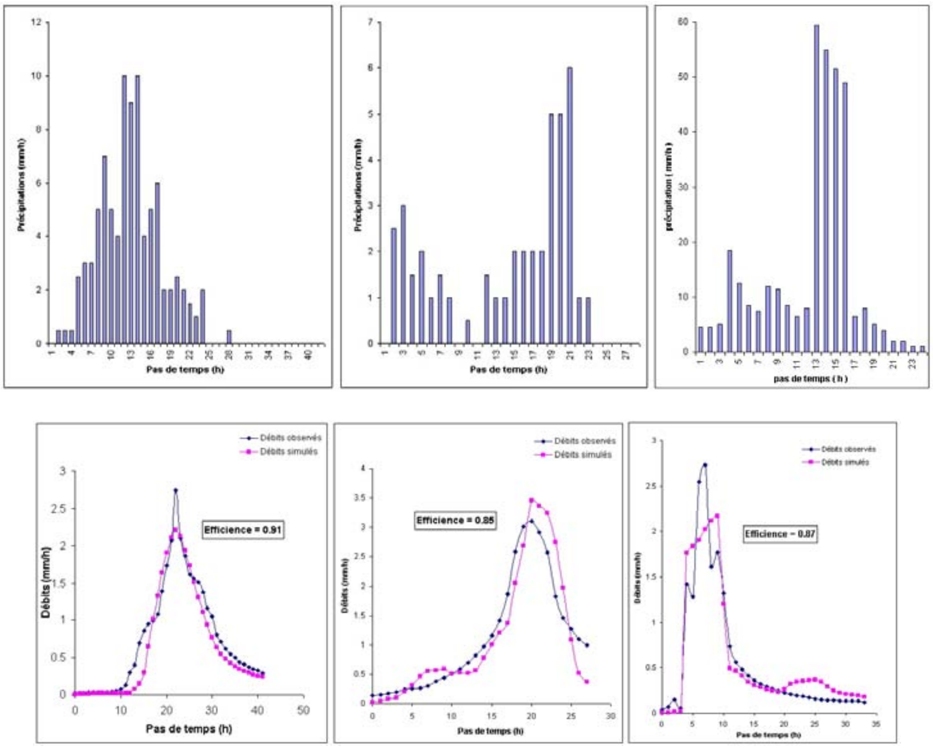


Fig 47.: Hydrogrammes de crue obtenus pour les crues de l'Orbieu de 1990, 1988 et 1987 avec TOPMODEL[9]

Les hydrogrammes de crue ainsi optimisés sur un bassin versant du Sud de la France et pour des crues non éclair sont satisfaisants.

[9] Figures extraites du BEI 2002-2003 par des élèves de l'ENSEEIHT :

http://www.enseeiht.fr/hmf/travaux/CD0203/travaux/optsee/bei/3/site/binome/index.htm

Simulation en continu

La simulation hydrologique en continu sur un bassin suppose de longues chroniques d'observations nécessaires au calage du modèle. La période de référence inclut alors tout type de régimes (des étiages aux crues). Les simulations ainsi obtenues mènent à une bonne reproductibilité du fonctionnement du bassin moyen. Ses fonctionnements particuliers (crues extrêmes par exemple) ne sont alors pas précisément suivis ((Liu & Todini, 2002) pour un autre modèle à base physique). De plus, il arrive qu'une réinitialisation soit nécessaire de temps en temps afin d'éviter les dérives.

A ce type de simulation, nous préfèrerons donc baser la phase de calage sur des chroniques de crues seulement, afin de focaliser l'objet de la simulation sur les crues. Les initialisations intermédiaires seront assurées par des observations fréquentes du débit de base (disponibles dans l'utilisation finale que l'on souhaite en faire).

Cette application nous amène à utiliser TOPMODEL dans un fonctionnement proche du fonctionnement continu en utilisant les débits de base avant chaque crue pour « recalibrer » le code.

Test de portabilité du code vers une crue éclair

Afin d'envisager l'utilisation de TOPMODEL dans un contexte de prévision de crues éclair, il faudrait pouvoir anticiper le calage de ces paramètres. Les observations d'autres crues éclair faisant défaut, nous envisageons donc de travailler à partir du calage réalisé sur les petites crues connues ainsi qu'à partir de la signification de chacun de ces paramètres.

L'application des valeurs en l'état des paramètres optimisés pour les petites crues à la crue éclair a conduit aux hydrogrammes suivants :

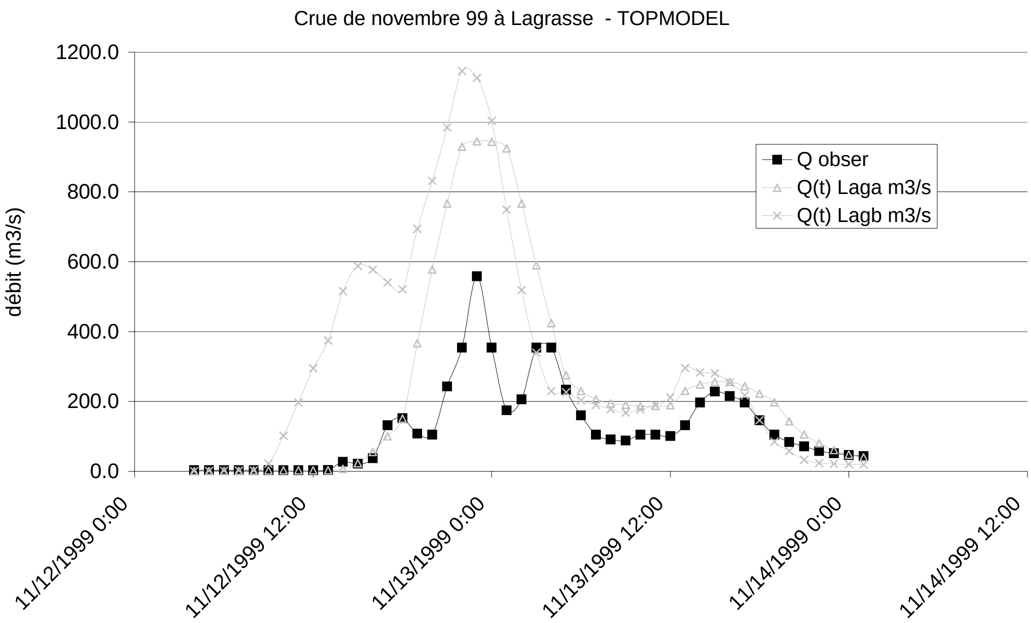


Fig 48.: Tentatives de calage direct de TOPMODEL à partir des paramètres optimisés sur les petites crues

Ce type de calage ne convient pas, les amplitudes étant largement surévaluées. Ceci peut, en entre autre chose, provenir d'une mauvaise condition d'humidité initiale des sols.

Comme précédemment, nous allons jouer sur les paramètres M ou To afin de modifier cet état.

Cette fois-ci, aucune solution n'a été trouvée pour l'ajustement du paramètre To, alors que le paramètre M nous a permis de nous rapprocher des résultats. Cependant, la valeur optimisée de M n'a pu être fixée que par tâtonnement.

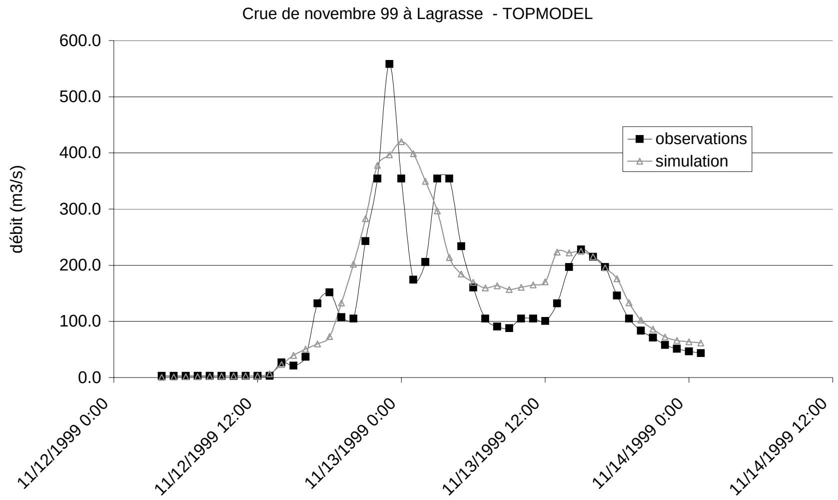


Fig 49.: Tentative de calage direct de TOPMODEL à partir des paramètres optimisés sur les petites crues mais en ajustant le paramètre M

La courbe présentée a été obtenue pour la nouvelle valeur de M de 0.028. Les autres paramètres conservant les mêmes valeurs. La nouvelle efficience est de 0.70

L'allure de l'hydrogramme ainsi obtenu semble moyennée, lissée. Le débit de pointe n'est pas reproduit et sa date d'arrivée est simulée avec une heure de retard. Toutefois, les observations autour du pic de crue de l'hydrogramme n'étant pas fiables, il est difficile de juger de la qualité de la simulation.

Quoiqu'il en soit, il semble délicat d'anticiper à partir de mesures ou d'observations physiques, celles-ci fussent-elles disponibles, les valeurs des paramètres qui seront à même de simuler la crue à venir.

Crue éclair de novembre 1999 à Lagrasse

Etait-il possible de simuler correctement cette crue par un calage direct ?

Les valeurs des paramètres calés sur la crue éclair à Lagrasse sont :

- M = 0.028 m (taux de décroissance de la conductivité du sol avec son déficit)
- LnTo = 1.053 avec To en m^2/h (transmissivité de l'épaisseur de sol)
- SRmax = 0.5 m (profondeur du réservoir racinaire)
- SRinit = 0.02 m (perte du réservoir racinaire)
- ChVel = 9350 m/h (vitesse de transfert superficiel effective)

Pour une efficience de 0.65 (la minimisation des fonctionnelles classiques prises en compte dans le logiciel conduisent à des résultats moins performants en terme d'efficience que le calage manuel précédent).

Notons que la valeur des écoulements superficiels manque de réalité physique. Les paramètres ont été calés automatiquement de façon à maximiser l'efficience et en respectant les volumes.

Observons la sensibilité des paramètres sur les résultats fournis par TOPMODEL :

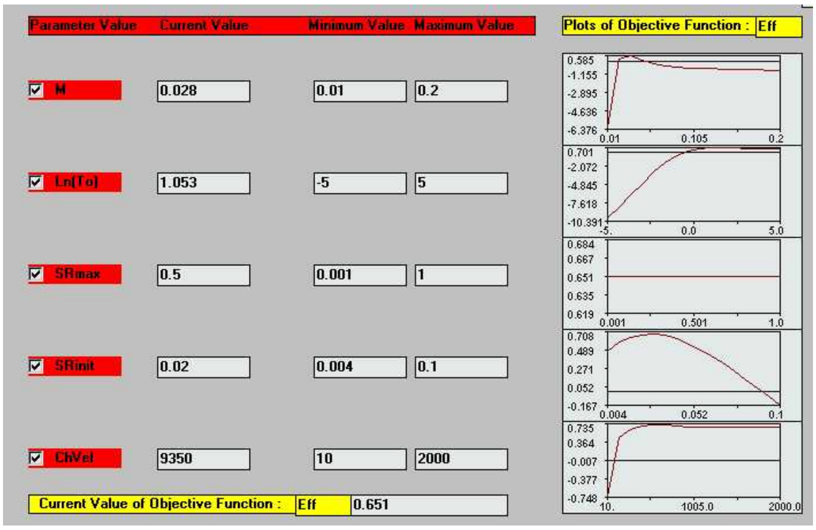


Fig 50.: Sensibilité des résultats par rapport à chacun des paramètres de TOPMODEL

Ainsi, le paramètre SRmax est insignifiant. Les autres paramètres peuvent avoir une influence conséquente sur la valeur de l'efficience. Trois d'entres eux présentent des valeurs seuils au-delà desquelles une modification de la valeur aurait peu d'influence sur les résultats. Nous retiendrons donc plutôt une valeur de ChVel de 3600m/h (plus physique).

Voici l'hydrogramme obtenu pour la crue éclair à Lagrasse :

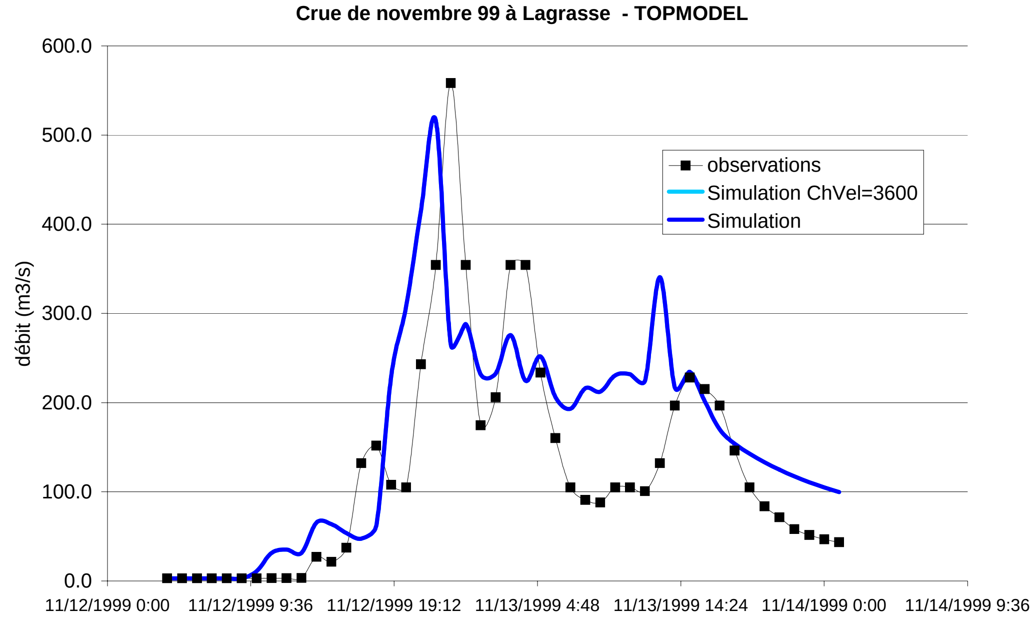


Fig 51.: Hydrogramme de la crue de l'Orbieu en 1999 à Lagrasse obtenu avec TOPMODEL

Bien que la valeur de l'efficience soit faible, l'hydrogramme simulé présente une courbe de montée de crue satisfaisante. Celle-ci présente une forme et une durée concordantes aux observations. Le débit maximum est bien anticipé avec une avance d'environ 1h. La côte d'alerte (fixée à 2 m soit pour un débit d'environ 80 m3/S) est atteinte un peu avant 17h, les simulations la prévoient pour un peu après 18h, alors que les pluies prises en compte sont les pluies observées et non pas prévues.

De façon générale, l'hydrogramme présente des oscillations au dessus de la côte d'alerte après le premier pic de crue. Ces oscillations traduisent une incertitude sur l'évolution future de la crue, sur une éventuelle remontée des eaux. Sa forme est très différente de celle obtenue par le calage anticipé précédent.

Il ressort de cette étude que TOPMODEL est extrêmement sensible à la valeur choisie de ses paramètres, comme le rappelait (Saulnier, 1996), ce modèle peut « faire juste pour de mauvaises raisons » à cause du calage de ses paramètres. De plus, ce calage est délicat à réaliser : grande plage de variabilité des paramètres de par leur manque de sens physique, choix de la fonctionnelle à minimiser pour l'optimisation du calage, équifinalité des résultats, importante incertitude entachant les observations.

II.2.3.2.4. Bilan sur l'utilisation de TOPMODEL

TOPMODEL est un logiciel qui se présente sous la forme d'une interface conviviale et facile à prendre en main. Il fournit des résultats très rapidement et ne nécessite que des données accessibles. De plus, sa faculté à reproduire des petites crues sur des sous bassins audois et gardois est bonne. Néanmoins, elle devient beaucoup plus aléatoire lorsque l'intensité des événements augmente.

Les tests de portabilité ont été réalisés en appliquant les paramètres calés sur une crue à une autre crue, excepté un paramètre de façon à traduire des conditions initiales différentes

et particulièrement l'état initial d'humidité des nappes perchées difficilement approchable par l'état des nappes profondes comme le fait la version utilisée de TOPMODEL. Ainsi, les résultats obtenus sont acceptables mais le calage du paramètre restant est extrêmement délicat. La gamme de variation de ce paramètre est très étendue, la sensibilité des résultats à ces variations est forte et le manque de sens physique des paramètres nous empêche d'anticiper une valeur de calage convenable.

Enfin, la version disponible de TOPMODEL ne gère pas l'hétérogénéité des pluies, ce qui pourrait s'avérer être un facteur limitant et expliquer le manque de performances de certaines des simulations réalisées.

II.2.3.3. Application de HECHMS sur la crue de l'Orbieu en amont de Lagrasse

Nous avons ensuite utilisé un second logiciel de modélisation des crues HEC HMS[10] . Celui-ci a fourni, dès les premiers essais d'application, des résultats satisfaisants. Ainsi, au vu de la particularité de ce logiciel de simuler une même crue par la mise en œuvre de différentes formulations hydrologiques, il nous est apparu plus judicieux de travailler directement sur la crue de l'Orbieu de novembre 1999 afin de tester la potentialité de chacun des différents modèles hydrologiques proposés par HEC HMS à reproduire cette crue.

Notre objectif était donc de définir, parmi toutes les conceptualisations de la genèse et de la propagation des crues disponibles, celle qui était le plus adaptée à la prévision d'une crue rapide. Cette étape est donc nécessairement passée par une analyse de la sensibilité du modèle par rapport aux paramètres qu'il contient.

Les détails de ce travail peuvent être retrouvés dans le document (PalopRabat, 2003).

II.2.3.3.1. Description de la mise en œuvre de HEC HMS

La mise en œuvre du logiciel consiste dans un premier temps à conceptualiser la géométrie du bassin versant. Ne connaissant pas a priori l'influence de cette conceptualisation sur les simulations hydrologiques, nous avons défini deux schémas différents l'un nommé simple et l'autre complexe.

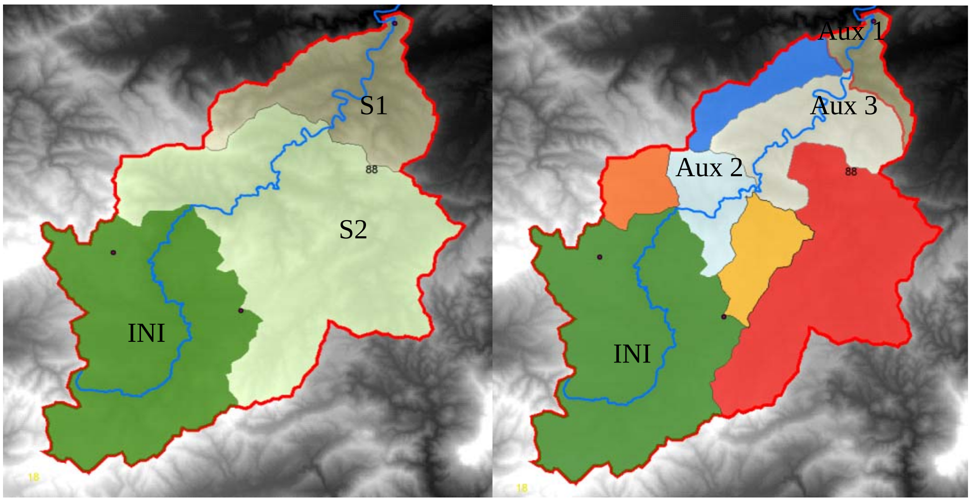


Fig 52.: Schémas de bassin simple et complexe

[10] Version datant de 1999, disponible gratuitement sur Internet : http://www.bossintl.co.uk/products/download/item/HEC-HMS.html

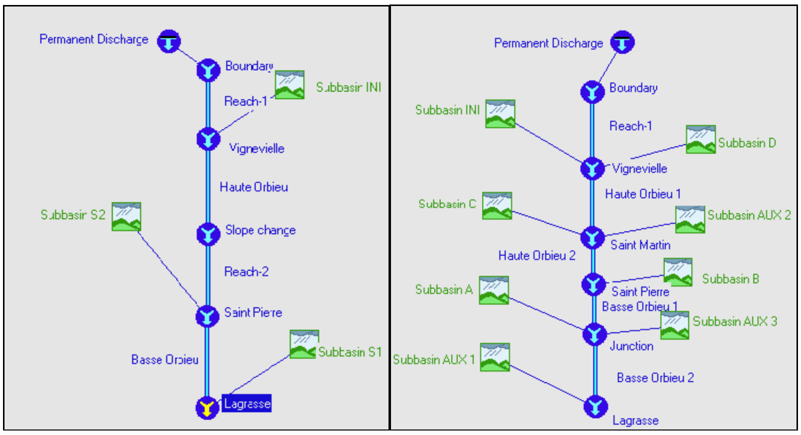


Fig 53.: Schémas de bassin simple et complexe représentés par les outils de HEC HMS

Les biefs sont représentés par des tronçons à section constante dans lesquels l'écoulement se fait selon l'approximation de l'onde cinématique. Les sources ont été utilisées pour modéliser le débit de base dans la rivière principale (environ 5 m^3/s).

Les sous bassins sont décrits par leurs propriétés topographiques et hydrologiques, en particulier des modèles d'infiltration et de ruissellement. Le but de cette partie du travail est de tester ces différents modèles de façon à déterminer lequel semble le plus adapté à notre problématique.

La deuxième étape de mise en œuvre consiste à introduire les mesures fournies par les pluviographes dans un modèle météorologique. Elles peuvent être spatialisées par le biais d'un coefficient caractérisant la superficie du sous bassin à laquelle elles sont affectées. Les hydrogrammes de crue obtenus à l'exutoire du bassin versant se sont avérés très sensibles à la répartition des données des pluviographes disponibles pour cette crue, tant à travers leurs volumes que leurs formes.

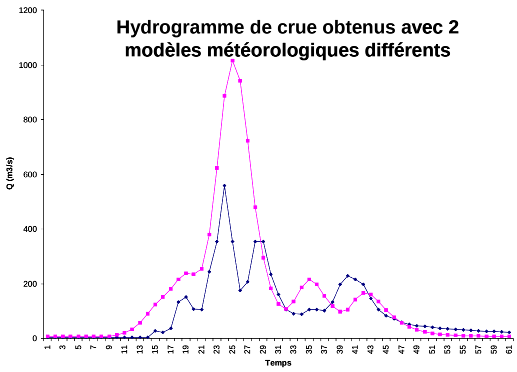


Fig 54.: Influence du modèle météorologique

Finalement, nous avons réparti les données des pluviographes selon la méthode des « Polygones de Thiessen ».

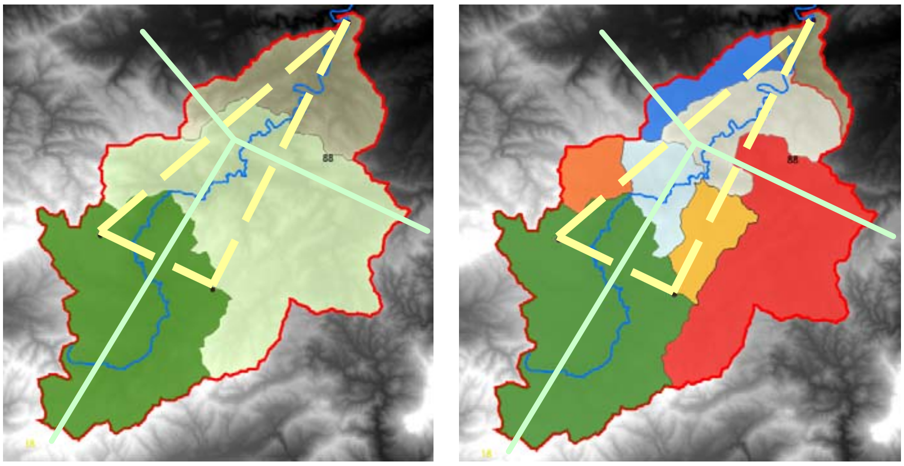


Fig 55.: Aires affectées à chaque pluviographe selon la méthode de Thiessen sur les schémas de bassin simple et complexe

Le pas de temps des simulations a été fixé au pas horaire qui correspond aux intervalles de temps entre deux données de pluies observées.

Une fois ces deux étapes réalisées, il est possible de tester les différents modèles hydrologiques mis à notre disposition par le logiciel.

Adaptation d'un modèle d'infiltration

Modèle de pertes initiales puis constantes

Selon ce concept, le taux maximum potentiel de pertes est constant durant tout l'événement (fc). De plus, une perte initiale (Ia) est ajoutée au modèle pour représenter l'interception et le stockage dans les dépressions.

Ce modèle répond donc à l'équation suivante :

$$pe_t = \left\{ \begin{array}{l} 0 \quad si \sum p_i < I_a \\ (p_t - f_c) \quad si \sum p_i > I_a \ et \ p_t > f_c \\ 0 \quad si \sum p_i > I_a \ et \ p_t < f_c \end{array} \right\}$$

3)

avec pe_t = taux d'écoulement superficiel ; p_t = intensité de la pluie.

Sur la figure ci-dessous est représentée la sensibilité du modèle à ce paramètre.

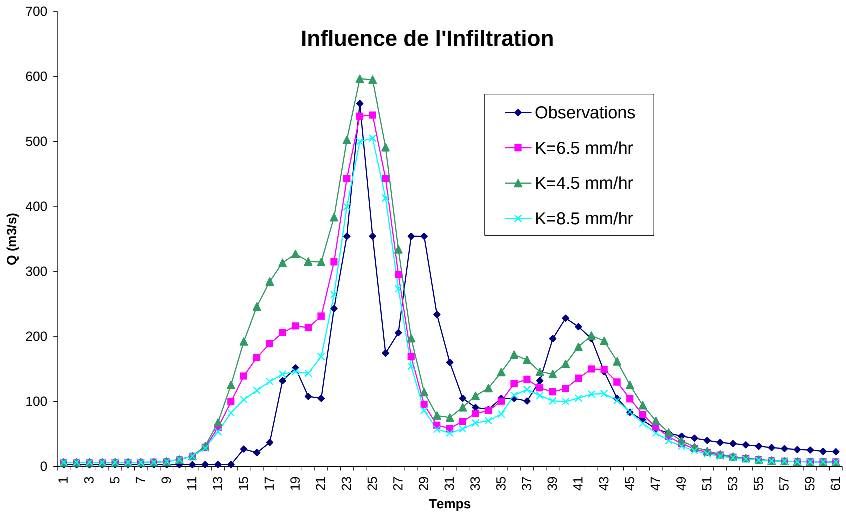


Fig 56.: Résultats obtenus avec l'infiltration initiale et constante

La valeur calée de f_c est de 6.5 mm/h, Ia ayant été fixée à 0.

L'hydrogramme est plus particulièrement sensible à ce paramètre dans sa phase de montée de crue.

Green & Ampt

Le modèle d'infiltration de Green&Ampt se base sur les équations de Richard's qui proviennent de la loi de Darcy et sur l'équation de conservation de la masse

Avec ce modèle, l'eau infiltrée pendant le pas de temps se définit comme suit :

$$f_t = K \cdot \left[\frac{F_t + (\phi - \theta) \cdot S_f}{F_t} \right] \quad 4)$$

avec F_t = Volume infiltré pendant la période t, K = Conductivité hydraulique(sol saturé), ϕ = Porosité du terrain, θ = Humidité initiale du terrain, S_f = Capacité d'absorption du milieu.

Les valeurs des paramètres de cette équation varient avec la nature du terrain. Dans un premier temps, nous avons supposé que nous n'avions aucune information sur la nature du terrain pour réaliser les tests de sensibilité (les paramètres présentant alors une grande plage de variations).

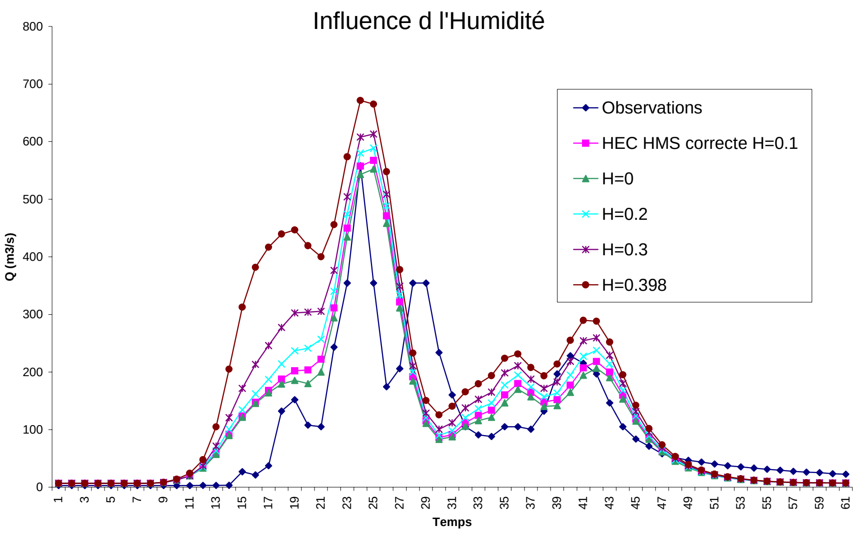


Fig 57.: Influence de l'humidité initiale

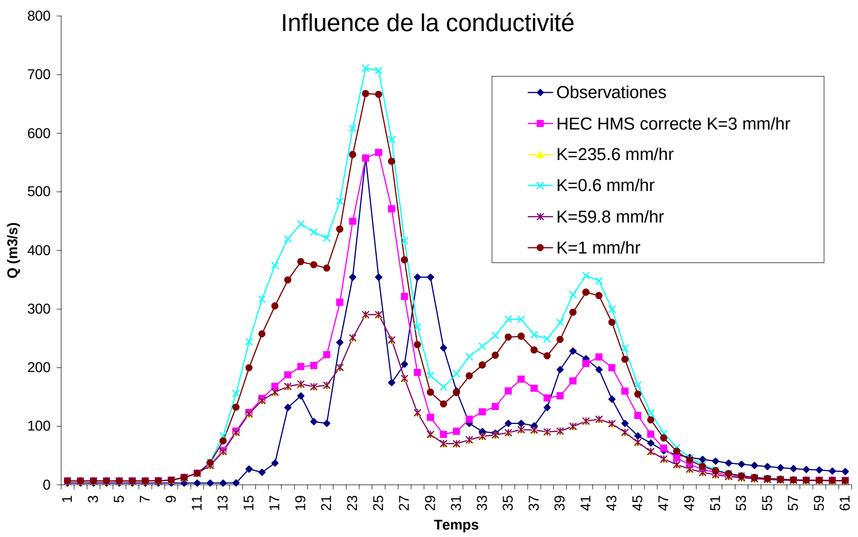


Fig 58.: Influence de la Conductivité

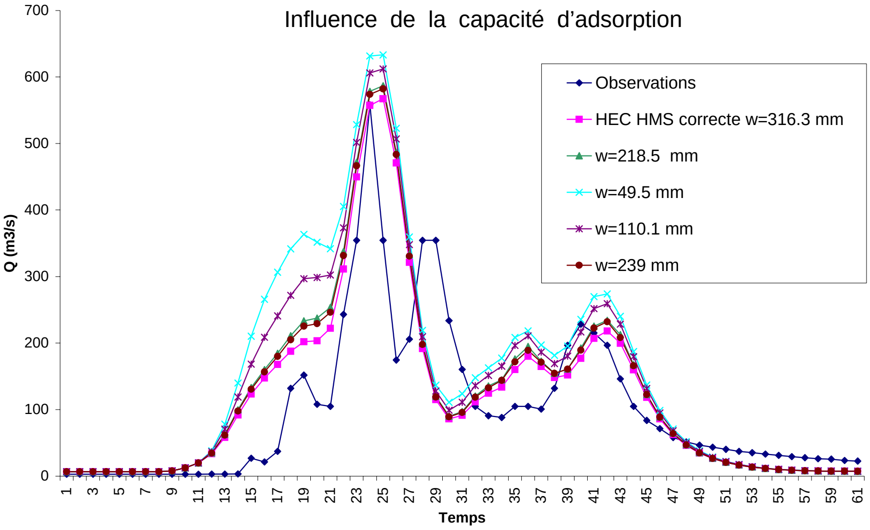


Fig 59.: Influence de la capacité d'adsorption du sol

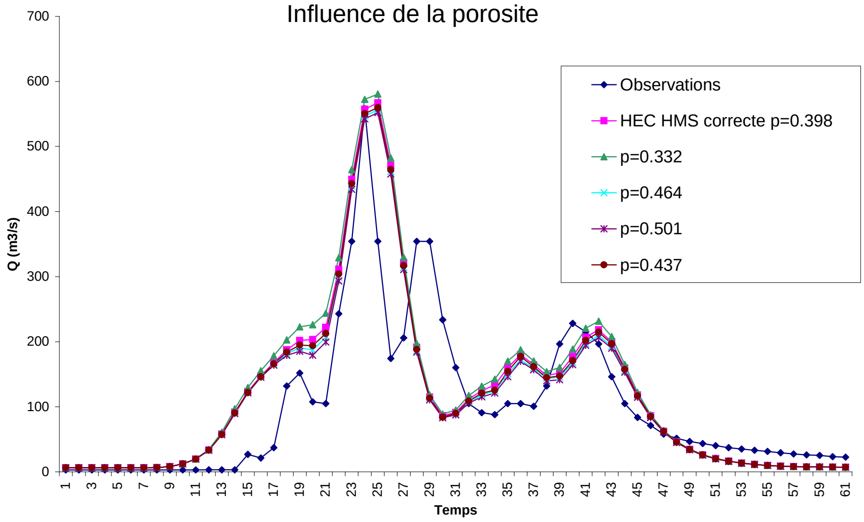


Fig 60.: Influence de la Porosité

Les paramètres qui influencent le plus les résultats sont l'humidité initiale et la conductivité, le moins important étant la porosité du sol. Les variations se font davantage ressentir en début d'événement, sur la courbe de montée. Ce point peut s'expliquer par le fait que ce modèle représente l'infiltration comme un processus décroissant dans le temps.

La valeur optimale calée correspond aux valeurs suivantes :

Perte initiale	2 mm
Porosité	0.398
Succion	218.5 mm
Conductivité	3 mm/hr

Tab 14 Paramètres de Green et Ampt

Elle correspond à la texture du sol « Sandy clay loam » observé dans l'étude géologique.

Scs curve number

Il s'agit d'un modèle empirique développé par le « Soil Converstion Service » (SCS) qui représente les pertes par infiltration avec l'équation suivante :

$$P_e = \frac{P - 0.2 \cdot S}{P + 0.2 \cdot S} \qquad 5)$$

avec P_e = Volume en excès qui participe aux écoulements superficiels, P = Pluie cumulée, S = Capacité maximum de rétention du sol.

Le paramètre S dépend lui-même d'un autre paramètre appelé Curve Number (CN) selon l'équation suivante :

$$S = \frac{25400 - 254 \cdot CN}{CN} \qquad 6)$$

La figure ci-dessous représente la sensibilité des résultats au paramètre CN :

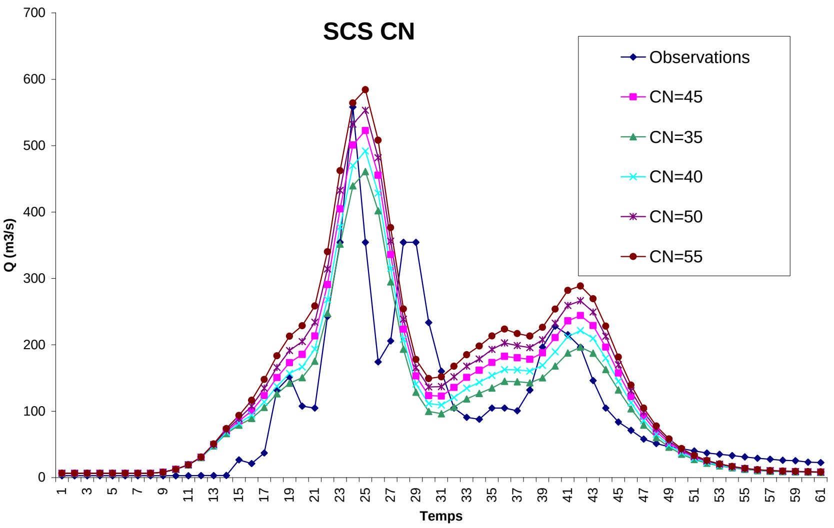


Fig 61.: Résultats obtenus avec SCS CN

Ce modèle empirique est très facile à caler. La valeur optimale du CN obtenue est de 45 – 40, ce qui ne correspond pas à la valeur du CN recommandée pour le type et l'occupation du sol étudié (de l'ordre de 80).

Contrairement aux autres modèles d'infiltration testés précédemment, la montée de crue n'est pas la partie de l'hydrogramme de crue la plus sensible à ce paramètre.

Adaptation d'un modèle de ruissellement

Snyder unit hydrograph (UH)

Cette méthode se base sur le principe de l'hydrogramme unitaire. Snyder définit celui-ci à l'aide des caractéristiques du bassin.

La valeur du lag time T_p (durée entre le centroïde de la pluie et le débit de pointe de l'hydrogramme) peut être définie par la formule suivante :

7) $$T_p = 0.75 \cdot C_T \cdot (L \cdot L_C)^{0.3}$$

avec C_T = Coefficient du bassin, L = Distance entre la limite du bassin et l'exutoire, L_C = Distance entre le centre de gravité du bassin et l'exutoire.

Le pic de l'hydrogramme est alors défini par :

8) $$\frac{U_p}{A} = 2.75 \cdot \frac{C_p}{T_p}$$

avec Up = Valeur maximum du pic de l'UH, A = Aire totale de drainage, C_p = Coefficient du pic, Tp =Temps du pic.

La sensibilité des résultats au paramètre T_p est représentée sur la figure ci-dessous :

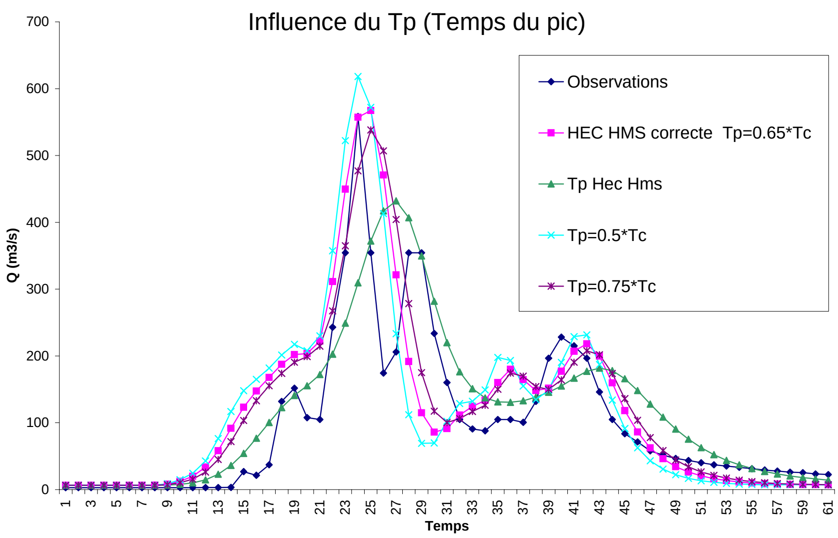


Fig 62.: Résultats obtenus avec Snyder UH

La valeur de ce paramètre influence directement la date du pic de crue, sa valeur et par suite la forme de l'hydrogramme. Cette influence est sensible et le calage proposé par HEC HMS ne paraît pas optimisé. Nous avons plutôt utilisé la formule d'évaluation du temps de concentration de (Henderson & Wooding, 1964), puis estimé T_p.

9) $$T_p = 50\%.T_c \rightarrow 70\%.T_c$$
$$T_c = I^{-2/5}.L^{3/5}.S^{-3/10}.Ma^{3/5}$$

avec I = Intensité de la pluie, L = Longueur de parcours, S = Pente, Ma = Coefficient de Manning.

Les valeurs optimales sont obtenues pour une valeur de T_p correspondant à 65% de celle de T_c :

Sous bassin	INI	S1	S2
T_p (h)	2.4	2.9	2.6
C_p	0.7	0.7	0.8

Tab 15 Paramètres de Snyder UH

Le calage du second paramètre Cp est entièrement arbitraire et n'a pas de sens physique.

Onde Cinématique

L'écoulement superficiel peut aussi être décrit par l'approximation de l'onde cinématique. Le versant est alors conceptualisé par un plan incliné sur lequel s'écoulent deux petites rigoles dans une troisième plus importante.

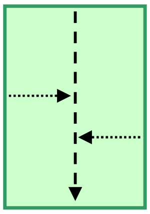


Figure 24 : La modélisation du sous-bassin avec le modèle de l'onde cinématique

Chacun des sous bassins de notre modélisation a dû être schématisé de cette façon.
Le débit à l'exutoire des sous bassins s'exprime donc de la façon suivante :

$$Q = \frac{C \cdot R^{\frac{2}{3}} \cdot S_f^{\frac{1}{2}}}{N} \cdot A \qquad 10)$$

avec Q = débit, R = rayon hydraulique, Sf = pente, N = facteur de résistance, A = aire de section.

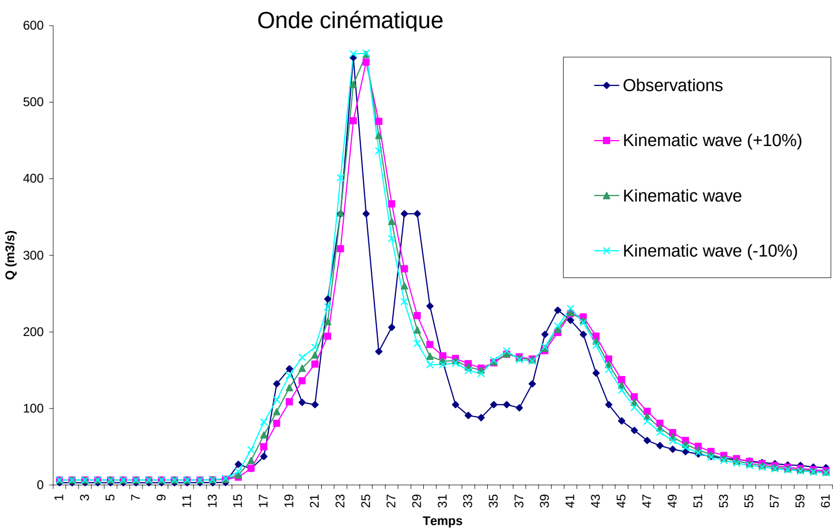


Fig 63.: Résultats obtenus avec le modèle de l'onde cinématique

Les hydrogrammes simulés sont satisfaisants. L'avantage de cette méthode réside dans le fait qu'elle est basée sur des équations physiques et des données géographiques que l'on peut extraire d'un Système d'Information Géographique. Toutefois, la schématisation extrême

des sous bassins passe par plusieurs jeux d'hypothèses et d'essais afin d'optimiser les résultats.

SCS UH

Ce modèle permet de réaliser un hydrogramme unitaire (HU) adimensionnel :

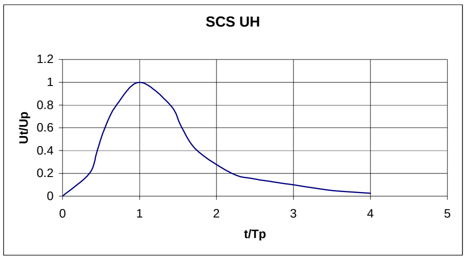


Fig 64.: Hydrogramme Unitaire adimensionnel

Avec U_p = Valeur maximum de l'HU, T_p = Temps du pic.
Ce modèle utilise les relations empiriques ci-dessous :

$$U_P = 2.08 \cdot \frac{A}{T_P}$$

$$T_P = \frac{\Delta t}{2} + T_{Lag} \quad 11)$$

On peut observer que l'unique valeur nécessaire au calage est T_{Lag} qui est proposé dans le manuel :

$$T_{lag} = 0.6 \cdot T_c$$

$$T_c = T_{sheet} + T_{Shallow} + T_{cnannel} \quad 12)$$

La sensibilité des résultats à ce paramètre est représentée sur la figure ci-dessous :

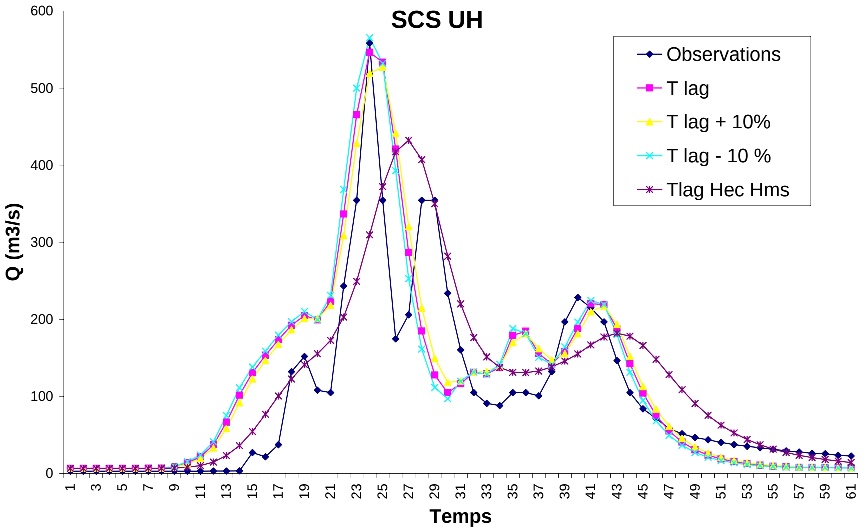


Fig 65.: Résultats obtenus avec SCS UH

On constate que le temps de concentration estimé à partir de cette méthode est trop petit. Nous avons donc utilisé la valeur de T_c calculée comme précédemment. La valeur optimale de T_{lag} trouvée pour chaque sous-bassin est de : (60% de T_c)

Sous bassin	INI	S1	S2
T_{LAG} (min)	119	144	131

Tab 16 Paramètres du SCS UH

Nous pouvons remarquer que les résultats obtenus sont très sensibles à la valeur de T_{lag} estimée.

Schéma de conceptualisation du bassin simple ou complexe ?

Enfin nous avons réalisé une comparaison entre les différents modèles physiques simple et complexe. Pour ce faire, nous avons conservé les méthodes d'infiltration qui avaient fourni les meilleurs résultats sur le schéma simple, puis nous les avons adapté au modèle complexe. Les trois méthodes de ruissellement ont été testées.

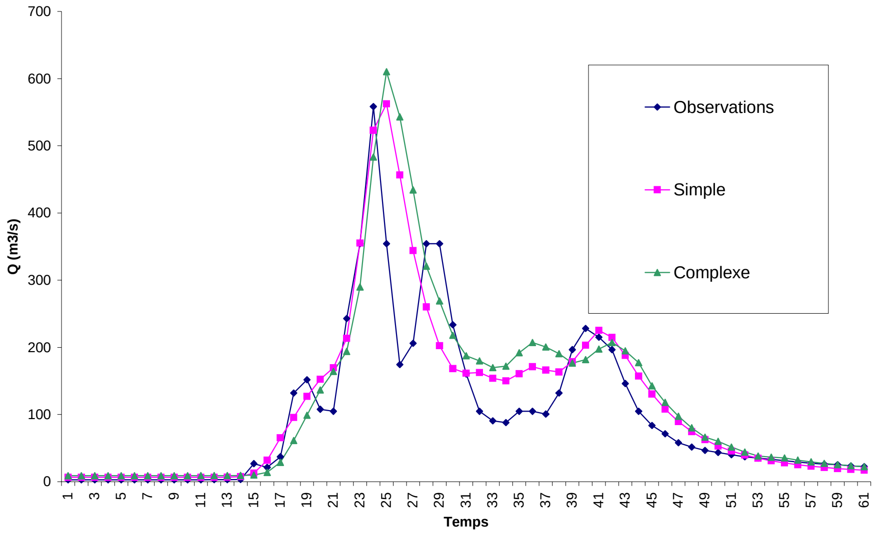


Fig 66.: Comparaison des schémas simple et complexe avec un ruissellement répondant à l'onde cinématique

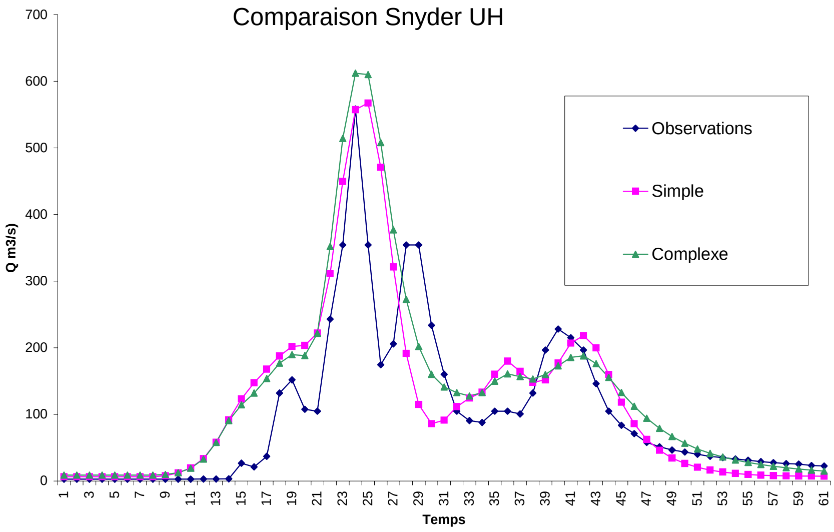


Fig 67.: Comparaison des schémas simple et complexe avec un ruissellement répondant à l'HU de Snyder

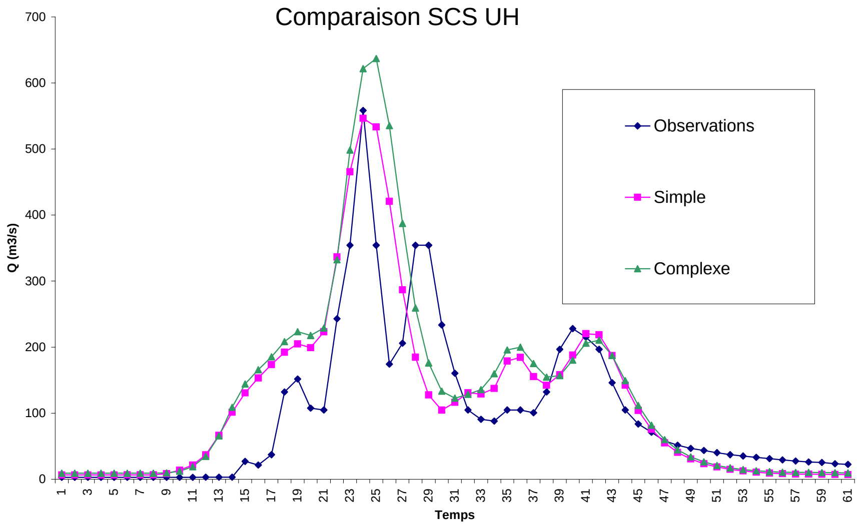


Fig 68.: Comparaison des schémas simple et complexe avec un ruissellement répondant à l'HU de SCS

Notons tout d'abord que le volume des hydrogrammes à l'exutoire est légèrement différent à cause de la répartition spatiale des pluies par sous bassins. Mais cette constatation est sans conséquence sur le but de ces simulations.

Pour chacun des tests réalisés, la modélisation complexe n'apporte rien de plus que la modélisation simple. La différence constatée entre les deux hydrogrammes est insignifiante en comparaison avec les incertitudes que l'on a sur l'hydrogramme observé.

Bilan de l’utilisation de HEC HMS pour simuler une crue éclair

HEC HMS s’est avéré être un modèle hydrologique susceptible de simuler plutôt correctement la crue éclair testée.

Parmi les nombreux modèles de ruissellement et d’infiltration qu’il contient, certains répondent mieux que d’autres à nos critères de modélisation.

En effet, en terme de modélisation de l’infiltration, le modèle SCS CN apparaît intéressant car il ne dépend que d’un seul paramètre, Toutefois celui-ci doit être calé avec une valeur extérieure à la plage de variation habituelle. De plus, des variations autour de cette valeur n’entraînent pas de trop grandes différences sur les hydrogrammes de crue à l’exutoire. Enfin, la courbe de montée de crue est assez fidèle aux observations. Les deux autres modèles, infiltration initiale et constante et selon Green&Ampt, présentent une sensibilité décroissante avec le temps aux paramètres de calage, la courbe de montée de crue n’est pas aussi proche des observations qu’avec la première méthode. Toutefois, si l’on connaît la texture du sol, les paramètres de Green&Ampt peuvent être évalués par le biais de tables présentes dans la littérature. Le caractère physique de ce modèle nécessite la connaissance de la valeur de l’humidité initiale, qui, dans notre cas, doit être calée pour chaque événement à cause du manque d’information.

En terme de modélisation du ruissellement, les résultats obtenus avec la méthode de l’onde cinématique sont ceux qui se rapprochent le plus de la réalité. Toutefois, la schématisation des sous bassins est délicate et peu précise. Elle représente en elle-même une procédure de calage. Les deux autres modèles, SCS UH et Snyder UH, présentent de fortes variations suivant les valeurs de leur unique paramètre de calage, mais fournissent des résultats satisfaisants aussi.

Quant aux deux modèles physiques simple et complexe, ils fournissent des résultats très proches. Il ne semble donc pas nécessaire de proposer un modèle plus détaillé qu’une conceptualisation en fonction des affluents principaux.

Enfin, en terme de répartition des pluies, nous avons opté pour une spatialisation des trois pluviographes disponibles par une méthode proche des polygones de Thiessen, l’utilisation d’images radar fournirait une répartition spatiale mieux définie au moins qualitativement. Toutefois, la retranscription de la distribution spatiale des pluies n’est pas suffisamment fidèle dans le logiciel utilisé (traduite en terme de pourcentage de représentativité des pluviographes).

Parmi les inconvénients liés à ce code, notons que son utilisation ne nous permet pas d’exploiter toutes les données disponibles : occupation des sols, MNT et pluies issues du radar météorologique par exemple. De plus, l’analyse des hydrogrammes à une échelle plus fine devrait nous renseigner sur la validité de la prévision en d’autres points que l’exutoire du bassin. Enfin, les ouvrages sur la rivière et l’hydraulicité en général peuvent fortement influencer la réponse hydrologique du bassin. Un couplage à un code spécifiquement hydraulique en aval serait préférable. Ceci sans faire allusion à la difficulté de rendre opérationnel un code d’une telle structure sans son code source.

II.3. Conclusion du Chapitre II : Les pistes d'amélioration à explorer

Les crues éclair sont encore peu observées et par suite, les processus physiques qui en sont à l'origine, mal connus, ce qui rend délicat le choix du modèle à base physique à mettre en œuvre pour les modéliser. Afin de trancher sur ce point, nous avons réalisé des essais de simulations avec différents logiciels hydrologiques disponibles sur quelques crues rapides ou éclair particulières.

Il en ressort que, les modèles traduisant une genèse de type hortonienne au sens large et une propagation approchée par l'approximation de l'onde cinématique fournissent des résultats plus fidèles aux observations que les autres. Le modèle SCS constituant aussi une piste intéressante. Enfin, la connaissance de la répartition spatiale des pluies peut aussi être une information à ne pas négliger.

Dans la suite de ce travail, nous allons donc envisager la conception d'un modèle hydrologique déterministe, distribué, événementiel et à base physique susceptible de reproduire des crues éclair avec le peu de mesures disponibles selon un premier objectif d'analyse de ces crues, mais aussi en gardant à l'esprit qu'il devra pouvoir fonctionner à terme de manière opérationnelle. Une attention toute particulière sera accordée à la modélisation du ruissellement superficiel. La propagation de celui-ci sera préférentiellement approchée par le modèle de l'onde cinématique et sa genèse par refus d'infiltration dans un sol initialement non saturé.

III. Chapitre III : MARINE : un modèle adapté aux crues éclair

Résumé du Chapitre III

La modélisation d'un processus physique caractéristique de l'échelle du bassin versant passe par une compréhension du comportement de ce dernier à une échelle plus fine. Toutefois, autant la réponse hydrologique à l'échelle d'une parcelle est représentative des complexités et hétérogénéités des processus qui s'y opèrent, autant la réponse hydrologique à l'échelle d'un bassin versant peut paraître simple (exemple de l'hydrogramme unitaire). Le niveau minimal de complexités locales à intégrer dans un modèle de bassin doit alors être déterminé.

Un modèle qui se veut perceptuel (s'appliquant à identifier et à modéliser les processus dominants et négligeant les autres) ne peut prétendre partir de la connaissance des processus à une échelle locale et l'agréger jusqu'à l'échelle globale du bassin, franchissant ainsi un nombre parfois trop élevé de niveaux d'organisation du paysage.

Toute la difficulté réside alors, partant de l'échelle à laquelle le comportement doit être correctement reproduit, dans la définition des échelles des processus élémentaires à considérer, ainsi que dans celle des équations qui permettent le raccordement entre ces échelles locale et globale.

La méthodologie d'identification des échelles de travail retenue est la suivante :

- Rappel des objectifs de simulation : thème, échelle et précision.
- Analyse des données disponibles : thème, échelle et précision.
- Détermination des équations représentatives du comportement des processus physiques dominants telles que :
    - l'échelle d'entrée du modèle coïncide avec l'échelle des données,
    - l'échelle de sortie du modèle coïncide avec l'échelle des objectifs,
    - le domaine de validité des équations permette le saut entre échelles d'entrée et de sortie du modèle.

Une fois ces échelles de travail définies, on s'attachera à proposer les équations qui décriront les autres processus intervenant dans la genèse des crues éclair.

Devant la difficulté à définir un unique mode de genèse de ces écoulements et à obtenir des données de calage, nous avons construit, lors de cette thèse, un modèle hydrologique MARINE présentant une structuration modulaire (mise en parallèle ou en série de différents codes) pour laquelle un processus physique particulier peut être schématisé d'au moins deux façon différentes. Le choix de l'utilisation de l'un ou l'autre des modules sera dicté par une analyse des données disponibles décrivant le bassin.

III.1. Introduction du Chapitre III

L'étude bibliographique sur la nature des crues éclair et les tentatives de simulations de celles-ci par le biais de différents modèles hydrologiques ont mis en évidence la complexité du comportement du bassin versant en situation de crues éclair.

Face à la volonté de modéliser ces crues de façon déterministe, nous avons opté pour la création d'un modèle qui va s'attacher à modéliser les processus dominants quitte à négliger ou à simplifier les autres processus. Ce type de modèle est défini comme un modèle perceptuel (Sivapalan, 2003). Le processus physique dominant retenu est le ruissellement superficiel tant sur les versants que dans les cours d'eau.

De plus, nous avons vu que les crues éclair étaient difficiles à observer et à mesurer, ce qui rend l'utilisation de modèles hydrologiques classiques délicate (puisqu'ils nécessitent des chroniques pluie - débit pour leur calage).

(Duband, 1999) insiste sur la difficulté à modéliser la relation pluie – débit bien qu'il existe un grand nombre de modèles permettant de décrire ce transfert de l'eau. Tous ces modèles utilisent en entrée des paramètres qui sont difficiles à obtenir, et le problème du choix du modèle devient un compromis entre :

- le coût des données ;
- le coût du calcul ;
- la rapidité du calcul lorsque le modèle est utilisé en temps réel ;
- la précision des résultats attendus.

« Pour une crue à grand débordement (crue rapide du type de celle de novembre 1999 dans le Sud Ouest), les données concernent essentiellement la topographie du bassin versant pour laquelle, compte tenu de l'espace à couvrir, il est peu réaliste de rechercher des informations avec les méthodes classiques de relevés de géomètres qui sont généralement utilisés pour ce type de modèles » (Duband, 1999).

La télédétection peut fournir des informations complémentaires de celles fournies par les moyens classiques d'observations. Cependant, alors que les modèles hydrologiques étaient en adéquation avec ces données classiques, les informations fournies par la télédétection diffèrent en thème, en échelles spatiale et temporelle et en précision.

Ainsi, le modèle à concevoir doit intégrer les spécificités des données télédétectées à une échelle qui leur est propre tout en fournissant la réponse hydrologique du bassin amont en n'importe quel point du cours d'eau principal. C'est la confrontation entre la nature du processus dominant et la définition de ce saut d'échelle qui va conditionner le choix des équations de notre modèle.

Dans ce chapitre, nous expliciterons, dans un premier temps, la notion d'échelle en rapport avec la modélisation hydrologique. Puis nous analyserons les données nécessaires à MARINE dans l'optique de définir a priori leurs échelles caractéristiques en rapport avec leur nature. Enfin, nous préciserons les échelles de travail du modèle et nous détaillerons les équations représentatives des processus physiques retenus.

III.2. Définition et analyse des échelles de modélisation des crues (pour MARINE)

Cette partie précise les échelles de travail auxquelles nous nous plaçons.

Après avoir précisé ce que nous entendons par « échelle », nous présenterons tout d'abord :

- l'échelle à laquelle le modèle doit fournir des résultats afin de répondre aux objectifs de prévision des crues,
- puis nous nous intéresserons à l'échelle des données qu'il faudra considérer de façon à en capter leurs spécificités
- et enfin nous définirons l'échelle du modèle de ruissellement superficiel retenu a priori.

La mise en concordance de ces différentes échelles, nous conduira vers une proposition de structuration de modélisation hydrologique des crues éclair.

Une partie de cette étude est à paraître dans un journal[11].

III.2.1. Définition de la notion d'échelle

Dans cette partie préliminaire, nous allons définir le terme « d'échelle » telle que nous l'utiliserons tout au long de cet exposé. Suite à quoi, nous pourrons définir les échelles de travail de MARINE.

III.2.1.1. La hiérarchisation du paysage hydrologique

Les processus naturels hydrologiques se produisent à des échelles spatiales et temporelles très variables, pouvant traverser « environ 8 ordres de magnitude » (Klemes, 1983) sur un même bassin versant.

Selon une approche différente de la théorie fractale, l'espace peut être perçu selon une théorie hiérarchique pour laquelle l'espace est structuré en niveaux d'organisation superposés. Il est alors appréhendé comme une suite de discontinuités. A chaque niveau, on associe des processus et paramètres pertinents. La présence de seuils de fonctionnement entre deux niveaux entraîne un changement de nomenclature, d'objets et de descripteurs (Puech, 2000). Afin de faciliter la présentation et fixer les idées, on peut considérer qu'en hydrologie, les différents niveaux d'organisation et leurs échelles caractéristiques associées sont les suivants (Puech, 2000) :

	Parcelle expérimentale	Parcelle agricole ou pixel	Versant	Sous bassin versant	Bassin versant
Echelle d'étendue caractéristique (Ordre de Grandeur)	1 m	100 m	500 m	1 000 m	10 000 m

Tab 17 Exemples de niveaux d'organisation du paysage

Les valeurs numériques précisées ici le sont à titre purement indicatif. Nous reviendrons plus loin sur ces ordres de grandeur.

[11] Estupina Borrell V. & Dartus D. (2003) La télédétection au service de la prévision opérationnelle des crues éclair. *Revue de la Société Francaise de Teledection et de Photogrametrie*. **Accepté**.

III.2.1.2. La notion d'échelle

On parle d'échelles spatiale et temporelle à propos des processus naturels, des observations et des modèles. L'« échelle » est définie par (Blöschl & Sivapalan, 1995) comme le triplet : EXTENT, SPACING, SUPPORT présenté sur la figure ci-dessous :

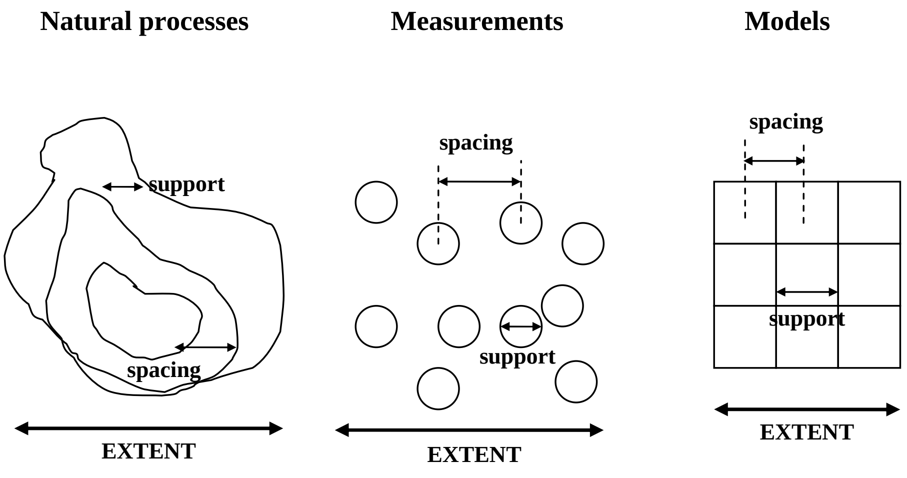


Fig 69.: Représentation des échelles selon (Blöschl & Sivapalan, 1995)

L'« EXTENT » (ou étendue) correspond à la couverture globale, le « SPACING » (ou espacement) représente la distance entre les différentes mesures ou éléments du modèle et le « SUPPORT » (ou support) schématise le volume d'intégration ou l'aire élémentaire qui varie avec le milieu et la mesure. Nous noterons dans la suite les échelles correspondantes L_{dom} pour l'échelle de l'étendue et L_{sup} pour l'échelle du support pour chacun des domaines d'applications (processus, mesures, modèle).

Notons que pour l'imagerie spatiale ou pour les modèles, les échelles pertinentes pour notre étude se réduisent au nombre de deux (« extend » et « support »). De plus, l'échelle du « spacing » peut être interprétée différemment dans le cas du modèle. Il peut s'agir de la distance centre à centre de deux pixels adjacents, comme présenté sur la figure, elle est alors égale à l'échelle du « support » ou bien de la distance entre deux mailles et elle est alors nulle.

III.2.1.3. L'agrégation d'échelles

Pour comprendre un phénomène physique, plusieurs niveaux d'organisation doivent être pris en compte.

Par exemple, pour modéliser un débit à l'exutoire d'un bassin versant, il faudra remonter à des niveaux d'organisation inférieurs (cf. Tab16). Le changement d'échelle, depuis un niveau inférieur vers un niveau supérieur, consiste à relier les fonctionnements élémentaires aux fonctionnements globaux.

Il ne suffit pas d'augmenter la taille de la parcelle pour simuler le fonctionnement du bassin : on perd les notions d'homogénéités de la nature du sol et de la couverture végétale. Plusieurs essais ont été réalisés dans ce sens et se sont avérées non probants. Comme le précise (Thirriot, 1980). Il faut alors passer par des techniques agrégatives ou désagrégatives par exemple ((Puech, 2000), (Beven, 1989), (Blöschl & Sivapalan, 1995)).

La technique agrégative consiste à discrétiser l'espace selon un ensemble de cases élémentaires. Chacune de ces cases est caractérisée par des informations de base et ces différentes cases sont reliées par des liaisons. Il s'agit d'une démarche ascendante qui combine, par synthèse mathématique, les faits empiriques et les connaissances du niveau inférieur pour produire des théories capables de prédire les événements à l'échelle supérieure. Elle s'appuie naturellement sur des modèles mécanistes distribués. Dans un modèle conceptuel un certain degré d'agrégation est déjà réalisé (Klemes, 1983). Puech dans sa thèse à travers ses travaux effectués au Sahel (Puech, 1993) montre que ce schéma d'agrégation ne peut pas être utilisé de façon systématique du local au global sur un bassin versant. Il propose de s'interroger sur ses limites et ses principes :

- les techniques agrégatives exacerbent les non-linéarités et hétérogénéités locales par un passage du m^2 au bassin ;
- l'attribution des informations de base aux cases élémentaires du schéma revient à poser le problème de la signification de la mesure des grandeurs physiques ;
- les schémas de liaisons entre cases se font souvent par des équations à base physique associées à des flux qui ne le sont pas (traversant les quatre faces d'une maille carrée).

Cette méthode est hasardeuse si l'on ne voit pas à quel modèle on veut aboutir. Cependant, elle a fourni des résultats satisfaisants pour des changements d'échelle limités, ne couvrant pas tous les niveaux que l'on trouve sur un bassin, mais seulement 2 voire 3 niveaux. Une approche mécaniste complexe devrait toutefois permettre de traverser davantage de niveaux.

La technique désagrégative consiste en une déconvolution d'une connaissance globale du bassin vers le comportement de ces unités de type versant de façon empirique. C'est une démarche descendante qui franchit 1 à 2 niveaux d'organisation. Elle consiste à trouver un point de départ conceptuel au niveau d'échelle considéré (ou à un niveau supérieur) puis à chercher les étapes qui ont pu y mener depuis un niveau inférieur. Toutefois, elle nécessite de nombreuses observations hydrologiques globales sur plusieurs bassins versants (Puech, 2000). Elle ne sera donc pas envisagée dans cette thèse au vu de la difficulté que nous rencontrons à trouver des observations de crues éclair.

III.2.1.4. Changement d'échelle dans MARINE

Dans la mesure où les limitations de la connaissance profonde des processus hydrologiques qui siègent sur le bassin nous amènent à définir un modèle qui ne retienne que les processus connus, dominants et influents, la méthode agrégative de changement d'échelle retenue dans MARINE ne pourra franchir qu'un nombre limité de niveaux d'organisation.

Ce code n'a pas pour vocation de proposer un modèle de bassin équivalent représentatif des unités élémentaires qui le composent et des liaisons qui les unissent, mais d'agréger la relation pluie-débit à l'échelle du bassin et éventuellement du sous bassin.

Ainsi, on se retrouve confronté à une problématique de coïncidence des échelles spatiales. L'échelle de l'étendue (sortie du modèle) est fixée par les objectifs de modélisation (taille du bassin versant à modéliser) et l'échelle du support (entrée du modèle) est limitée par la variabilité naturelle des processus ainsi que par les moyens d'observations (la télédétection en l'occurrence), alors que le modèle lui-même définit le rapport entre les échelles des entrées (support du modèle) et celles des sorties (étendue). A défaut de pouvoir concilier toutes les échelles ci-dessus, plusieurs modèles, de domaine de validité différents, pourront être mis en cascade de façon à franchir, repousser l'échelle de sortie du modèle.

III.2.2. Echelles des variables à modéliser

MARINE a pour vocation de prévoir des débits de crues éclair à l'exutoire du bassin, ou en certains points critiques du cours d'eau principal (échelle du sous bassin). Les zones géographiques d'application sont limitées, ici, au Sud de la France et peuvent couvrir jusqu'à des superficies de quelques centaines de km^2.

Les échelles de sortie du modèle doivent donc pouvoir s'étendre de quelques dizaines de km^2 (surveillance d'un point particulier du cours d'eau principal) à quelques centaines de km^2 (exutoire d'un bassin complet).

Il est plus délicat de définir la précision, ou l'exactitude, des résultats que le modèle doit fournir en terme de hauteur d'eau ou de débit. En effet, l'exactitude du résultat fourni ne peut être appréciée que par rapport à une référence qui est, en l'occurrence, l'observation de la côte d'eau, ou l'estimation de débits, elle-même bien peu fiable et précise pour ce type de crue.

L'information fournie doit être pertinente au sens de la prévision des crues. Les temps de calculs doivent donc être compatibles avec les contraintes de la prévision en temps réel (les simulations doivent être terminées avant que de nouvelles données pluvieuses ne soient disponibles) et les résultats obtenus doivent nous renseigner sur certaines caractéristiques de l'hydrogramme de crue. Une attention particulière sera accordée à la courbe de montée de crue en termes de : date de début de montée de crue, date pour laquelle la côte d'alerte est atteinte, date et valeur du pic de crue.

III.2.3. Analyse des échelles des données disponibles

III.2.3.1. Particularités des données télédétectées (Puech *et al.*, 2004)

Les données étant issues de la télédétection, les échelles auxquelles elles doivent être observées et les enseignements qu'elles fournissent doivent être étudiés avec précaution.

Ainsi, la modélisation spatiale va s'intéresser à des objets de l'espace en interrelation les uns avec les autres. La problématique d'échelle sur ces objets va faire apparaître un troisième élément « l'objet d'étude ou unité de calcul». On retrouve ainsi 3 références d'échelle, légèrement différentes du triplet d'échelle proposé par (Blöschl & Sivapalan, 1995) :

- Le grain de vision (espacement et support égaux selon (Blöschl & Sivapalan, 1995)) : finesse de détail en lecture et collecte des données. C'est l'échelle de description, elle conditionne la précision des données.
- L'objet d'étude : la parcelle, l'unité de calcul, l'unité homogène. Il gère l'échelle de calcul, de la modélisation.
- L'étendue : le domaine d'étude, la surface, l'étendue selon (Blöschl & Sivapalan, 1995). Elle est souvent l'échelle de gestion, celle à laquelle on veut obtenir les résultats.

Dans le cas général, l'objet est de taille intermédiaire entre le grain et l'étendue. Et l'ensemble des relations d'échelle se retrouve donc sur ce triplet d'échelle de modélisation : grain – objet - étendue.

La relation grain - objet va servir à définir la finesse avec laquelle on va analyser et caractériser l'objet : précision géométrique et sémantique de l'objet ou de ses attributs ; c'est donc une relation de description.

La relation objet - étendue, va correspondre au degré de décomposition de l'espace pour la modélisation. C'est donc la finesse de distribution (au sens des modèles distribués,

c'est à dire de découpage en morceaux) qui indique la finesse de modélisation et va être en relation avec le type de processus élémentaires que l'on va simuler et donc avec le type de modèle choisi.

Les cas extrêmes de modélisation en termes d'échelle sont alors :

- La modélisation par pixel : lorsque grain et objet d'étude sont identiques, la description élémentaire de l'objet - pixel est donc simplifiée à l'extrême ; l'objet est alors carré et les relations d'espace s'expriment selon les connexités du pixel, avec toute l'ambiguïté que peut introduire une limite carrée sur un espace naturel.
- La modélisation globale : lorsque l'objet est unique et égal à l'étendue du domaine. En modélisation hydrologique c'est le bassin versant lui-même. La description interne ne sert qu'à définir quelques attributs du bassin.

On note que le pixel, apte à caractériser l'espace, n'est pas obligatoirement l'échelle correcte de calcul : il faut souvent dépasser le pixel.

III.2.3.2. Les thèmes de données nécessaires à MARINE

MARINE est développé pour modéliser des crues difficilement observables, pour lesquelles la spatialisation des processus est importante et qui se produisent sur des bassins souvent mal jaugés. Dans cette optique, l'outil d'observation privilégié est la télédétection puisque celui-ci fournit des observations spatialisées qui couvrent le bassin versant dans son intégralité. Ce type de données peut parfois être délicat à traiter puisque « les paramètres et schémas de fonctionnement hydrologiques ont été conçus et développés à une période où les techniques spatiales n'existaient pas. Les paramètres extraits des images et ceux requis par les modèles sont rarement en accord en thème, en précision et en échelle spatiale et temporelle » (Puech, 2000).

Les thèmes de données nécessaires à MARINE sont :

- les pluies issues des radars météorologiques et traitées par les modèles d'estimation et d'anticipation de Météo France, elles représentent le forçage atmosphérique de MARINE. A défaut, nous utiliserons des pluviomètres bien que ceux-ci donnent une image imparfaite de la structure spatiale des crues éclair ;
- le Modèle Numérique de Terrain (MNT ou DEM) permet de déterminer les pentes du relief à l'origine des écoulements superficiels de l'eau ;
- l'occupation du sol qui influence les vitesses de ruissellement ;
- la texture du sol qui renseigne sur son infiltrabilité ;
- la description des lits mineurs et majeurs des cours d'eau principaux (rugosité et géométrie) ;
- enfin l'humidité initiale du sol (qui à défaut de pouvoir être quantifiée sera calée).

Un effort particulier sera porté sur la définition des échelles et des résolutions de ces images, leurs thèmes seront déterminés en fonction des caractéristiques que l'on cherche à connaître. L'image satellitale est interprétée comme un échantillonnage arbitraire et uniforme des données sous la forme d'un maillage régulier. De par sa construction, elle contient un effet d'échelle et un effet d'agrégation ((Marceau *et al.*, 1994)).

Dans les différentes applications de MARINE que nous avons réalisées dans cette thèse, les données spatiales ont été systématiquement privilégiées, toutefois le coût de leur

acquisition et de leur traitement a été un inconvénient qui nous a parfois amené à utiliser des données plus classiques. Nous avons donc utilisé la télédétection pour les informations suivantes :

- les lames d'eau précipitées (Météo France),
- le relief du bassin (DEM),
- l'occupation du sol du bassin (Landcover)
- la rugosité des cours d'eau principaux (Roughness).

Les autres types de données nécessaires au fonctionnement de MARINE sont fournis par des mesures ou observations in situ. Les données issues de l'observation satellitale sont définies pour toute la surface du bassin par un maillage régulier constitué de pixels carrés qui définit l'échelle du support des données. Les données non issues de l'outil spatial seront spatialisées suivant l'échelle du support du modèle.

III.2.3.3. Les techniques d'analyse des échelles de données

Les données ou observations sont supposées être représentatives des processus naturels à une échelle qui n'est pas la leur. La détermination d'une échelle acceptable d'observation des processus va préciser l'échelle des observations.

Cette détermination peut se faire par deux méthodes distinctes : l'une utilise les statistiques afin de caractériser la variabilité naturelle des processus et par suite de fixer une échelle d'observation qui rende compte de cette variabilité ; alors que l'autre, totalement expérimentale, intègre les contraintes liées aux moyens de mesure dans la caractérisation des échelles.

A partir de ces deux méthodes et de résultats fournis par la littérature, nous en déduirons les ordres de grandeur des échelles des différentes données de notre modèle.

III.2.3.3.1. Analyse statistique des échelles des données

Problématique statistique

Idéalement chaque processus devrait être envisagé et modélisé selon sa propre échelle, celle de sa variabilité naturelle. Cependant, les objectifs finaux de la modélisation que nous envisageons nous permettent de définir une incertitude tolérable sur les résultats qui peut être traduite, par le biais de procédures de changements d'échelles et de statistiques, par la définition d'échelles de travail maximales, plus larges que celles des processus naturels, mais adaptées à nos besoins.

Nous faisons l'hypothèse que cette méthode va nous permettre de passer de l'échelle des processus naturels à celle des données puis à celle du modèle, en supposant que les processus naturels sont continus spatialement.

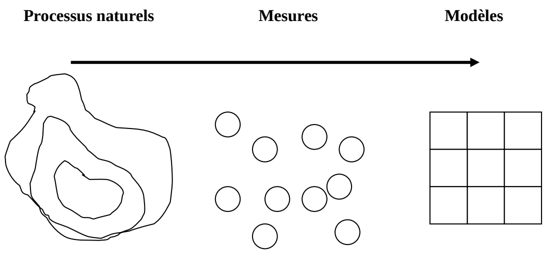


Fig 70.: Changement d'échelles depuis les processus naturels jusqu'aux modèles en passant par les données

Plaçons nous dans le champ des processus physiques et considérons un point de mesures (x). La grandeur mesurée en ce point (occupation du sol, altitude, pluie, ..) peut être représentée par une variable aléatoire (V(x)). La probabilité pour que V soit égale à v est définie par une densité de probabilité f(v). Par exemple, (Sivapalan & Bloschl, 1998) approchent la distribution de probabilité par des lois exponentielles ou gamma de la forme

$$f_A(v_A) = \left(\frac{v_A}{\mu_A}\right)^{k_A} .\exp\left(\frac{-v_A}{\mu_A}\right) / \mu_A \Gamma(k_A) \quad 13)$$

Dans cette expression le paramètre μ_A correspond à la moyenne de la variable aléatoire.

On peut alors définir la moyenne et les probabilités conditionnelles et inconditionnelles. (Marceau *et al.*, 1994) a observé que la moyenne spatiale ne subissait pas de modification notable avec le changement d'échelle. Cette moyenne à l'échelle des processus est notée μ_p. Ces fonctions sont utilisées en particulier pour la comparaison entre des données ponctuelles et moyennées (pluies du pluviogrammes et du radar par exemple).

Ensuite, sont définies la variance, la covariance et la corrélation. Ces notions vont nous renseigner sur la ressemblance entre deux variables aléatoires en fonction de leur distance. En moyenne, si l'on considère deux variables, elles vont d'autant plus se ressembler qu'elles seront proches l'une de l'autre.

Structuration spatiale des données

Dans le cas où le champ aléatoire est stationnaire, on définit le variogramme par :

$$\gamma(\overrightarrow{x_1} - \overrightarrow{x_2}) = \frac{1}{2}.\mathrm{var}\left[V(\overrightarrow{x_1});V(\overrightarrow{x_2})\right] \quad 14)$$

où $\underline{x_i}$ sont des points arbitrairement choisis dans la zone d'étude.

Une hypothèse plus contraignante consiste à considérer la variable comme un champ aléatoire statistiquement homogène et isotrope (cas où le variogramme présente un plateau). Le corrélogramme spatial est la courbe qui représente la variation du coefficient de corrélation avec la distance entre deux points.

Dans ce cas, il existe une fonction d'autocorrélation en espace telle :

$$\rho_p(r) = \frac{\mathrm{cov}\left[V(\overrightarrow{x_1});V(\overrightarrow{x_2})\right]}{\sigma_{V(\overrightarrow{x_1})}.\sigma_{V(\overrightarrow{x_2})}} \; avec\ r = \left\|\overrightarrow{x_1} - \overrightarrow{x_2}\right\| \quad 15)$$

Cette fonction d'autocorrélation a souvent été approchée par la forme exponentielle suivante ((Sivapalan & Bloschl, 1998), (Booij, 2002), (Rodriguez-Iturbe & Mejia, 1974), (Wood & Hebson, 1986)) :

$$\rho_p(r) = \exp\left(\frac{-r}{\lambda}\right)$$

$$\lambda = \int_0^\infty \rho_p(r).dr \quad 16)$$

où r est la distance entre deux points et λ est la longueur de corrélation, ou échelle d'intégration. Elle quantifie l'échelle de variabilité naturelle du processus. Elle représente donc une mesure de la continuité spatiale de la variable.

Dans le cas où la fonction d'autocorrélation existe, on peut alors écrire :

$$17)\ \gamma(r) = \sigma_P{}^2(1-\rho_P(r))$$

Effets du changement d'échelle

Le changement d'échelle a pour effet de modifier la variance de la variable. En effet, le passage d'une échelle à une échelle plus grande va lisser la variabilité de la variable observée et diminuer ainsi sa variance ((Marceau *et al.*, 1994), (Booij, 2002), (Western & Bloschl, 1999) (Blöschl & Sivapalan, 1995)). On parle alors de variance réelle (σ_p) et de variance apparente (σ_L). Le rapport de ces deux variances constitue le facteur de réduction de la variance (κ^2) :

$$18)\ \kappa^2 = \sigma_L^2 / \sigma_P^2$$

κ^2 est une fonction de L_{sup} (échelle du support de la variable observée) et λ (échelle de la variable naturelle). Dans le cas d'une moyenne glissante d'un processus monodimensionnel, elle s'exprime par (Ababou *et al.*, 1985) :

$$19)\ \frac{\sigma_L^2}{\sigma_P^2} = \kappa^2 = 2\frac{\lambda}{L_{\text{sup}}}\left[1-\frac{\lambda}{L_{\text{sup}}}\left(1-e^{-L_{\text{sup}}/\lambda}\right)\right]$$

Dans un cas bidimensionnel plus général, lorsque l'échelle du support tend à être très petite, ce facteur tend vers un maximum égal à 1. Pour une échelle de support infinie, ce facteur tend à s'annuler. La tendance est inverse si l'on considère l'échelle du domaine (L_{dom}).

L'incertitude tolérable sur les résultats du modèle à laquelle nous faisions allusion au début de cette partie, nous amène à dégager un écart acceptable entre les variabilités naturelle et apparente pour les processus les plus sensibles. Ce biais fixe ainsi l'échelle du support du modèle maximale ou bien l'échelle du domaine minimale à considérer pour notre modélisation des processus. Ce biais est couramment fixé à 10%, ce qui conduit à :

$$20)\ \frac{\sigma_L^2}{\sigma_P^2} = 0.9 \Rightarrow \frac{L_{\text{sup}}}{\lambda} = 0.2$$

comme le montre la figure ci-après.

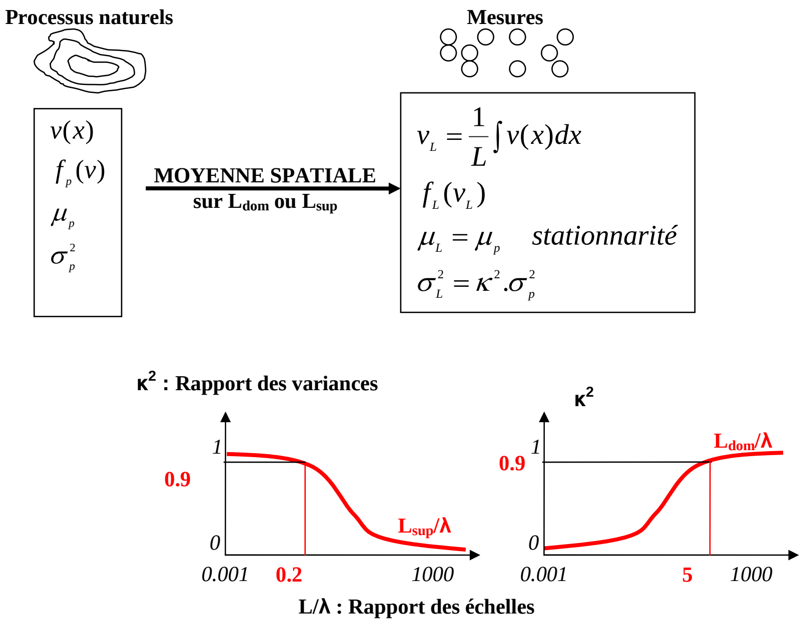


Fig 71.: Bilan sur les effets de la prise de moyenne

Limites d'application de cette méthode

Cette technique, très intéressante sur le plan théorique, présente cependant quelques limitations de mises en œuvre :

- Le caractère gaussien (en densité de probabilité) est souhaitable mais pas essentiel.
- Le caractère isotrope du variogramme ou de la covariance permet de simplifier l'analyse mais n'est pas une hypothèse nécessaire. Les résultats simplifiés de (Ababou *et al.*, 1985) : en monodimensionnel spatial et (Mesa & Poveda, 1993) : en monodimensionnel temporel sont à généraliser au cas d'un variogramme 2D pouvant être anisotrope.
- Par contre, le caractère statistiquement homogène (en moyenne, et en covariance ou en variogramme) est une hypothèse de travail absolument nécessaire pour arriver à une première estimation d'échelle de fluctuation.
- Les longueurs de corrélation devraient être définies à partir de la variabilité naturelle des processus, ce qui semble difficile voire impossible. Bien souvent ces longueurs de corrélation sont définies à partir des données mesurées échantillonnées. (Booij, 2002) par exemple, trouve une longueur de corrélation de l'altitude (définie à partir de différents MNT) qui varie avec la résolution du MNT (plus le pixel de résolution du MNT est grand (30m -> 1000m), plus la longueur de corrélation moyenne associée est grande (527m -> 4138m)). On retrouve d'ailleurs ce résultat en 1D avec (Ababou *et al.*, 1985) : $\sigma_L^2 / \sigma_P^2 = \lambda / \lambda_L$. On perçoit une longueur de corrélation à partir des observations (λ_L) qui n'est pas la longueur de corrélation des processus. Plus L augmente, plus l'écart entre variabilité réelle et apparente augmente et plus cette longueur de corrélation apparente augmente. On retrouve l'idée d'un resserrement des valeurs autour de la moyenne dans le cas du upscaling. (Western & Bloschl, 1999) trouvent des résultats analogues en étudiant l'humidité des sols. Une solution pour

limiter cette influence consisterait en l'acquisition d'images Très Haute Résolution. Leur traitement nous fournirait une estimation de la longueur de corrélation qui, bien que biaisée, serait déjà plus représentative de l'échelle des processus naturels que l'on veut modéliser.

- Le biais autorisé entre les variabilités réelle et apparente est fixé de façon arbitraire à 10%. Il faudrait étudier, pour chacune des variables et pour le modèle dont il est question, l'influence du choix de ce seuil sur les résultats en terme d'incertitudes. Il serait alors possible de définir la valeur seuil du biais autorisé en fonction de nos objectifs :

    Définition des échelles de support des données

    Réalisation des simulations à ces échelles

    Comparaison des résultats obtenus aux observations

    Confrontation entre les valeurs des incertitudes a priori tolérables et celles qui affectent les résultats obtenus

    Retour sur la définition des échelles de support des données si les incertitudes des résultats des simulations sont trop fortes :

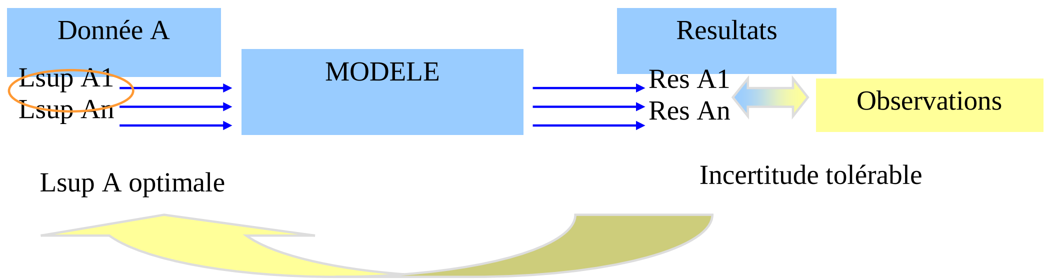


Fig 72.: Méthodologie de définition des échelles de travail

Bilan

Cette méthodologie statistique va donc nous permettre de définir une échelle du support du modèle maximale ainsi qu'une échelle de l'étendue du modèle minimale. Les courbes ainsi obtenues sont généralisables pour tous les champs de données répondant aux hypothèses précitées. Ainsi pour un biais de 10% sur les variabilités, le rapport des échelles vaut 0.21 (s'agissant du support) et 5 (s'agissant du domaine).

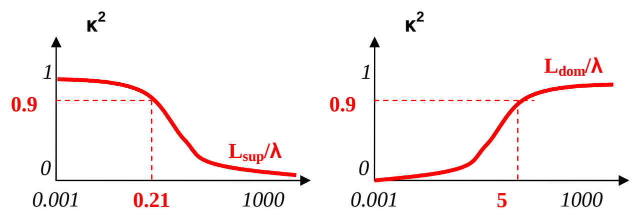


Fig 73.: Biais sur les variabilités en fonction du rapport des échelles

Les limitations de cette méthode résident principalement dans la détermination de la longueur de corrélation qui est souvent déduite des observations et donc déjà influencées par leurs échelles.

Nous retirerons de cette méthode des ordres de grandeur des échelles d'observation à partir des données accessibles et seulement de celles-ci (il s'agit de savoir ce que l'on peut faire à partir des données disponibles et non ce que l'on pourrait faire à partir de données fictives), le rapport entre échelle des variabilités et échelles d'observation n'étant qu'indicatif et dépendant de la nature des données et du modèle.

Application de cette méthode statistique sur un MNT de l'Orbieu

Nous avons dans cet exemple traité le MNT à 50m disponible sur le bassin versant de l'Orbieu en amont de Lagrasse. Nous avons calculé le variogramme et le corrélogramme associés à ce bassin grâce au logiciel VARIOWIN[12]. Les capacités, en terme de taille de matrices à traiter, étant volontairement limitées dans ce logiciel, nous avons travaillé sur plusieurs « échantillons » du MNT. Cette démarche nous permettra d'analyser la validité de l'hypothèse de stationnarité que nous avons faite (et qui est indispensable).

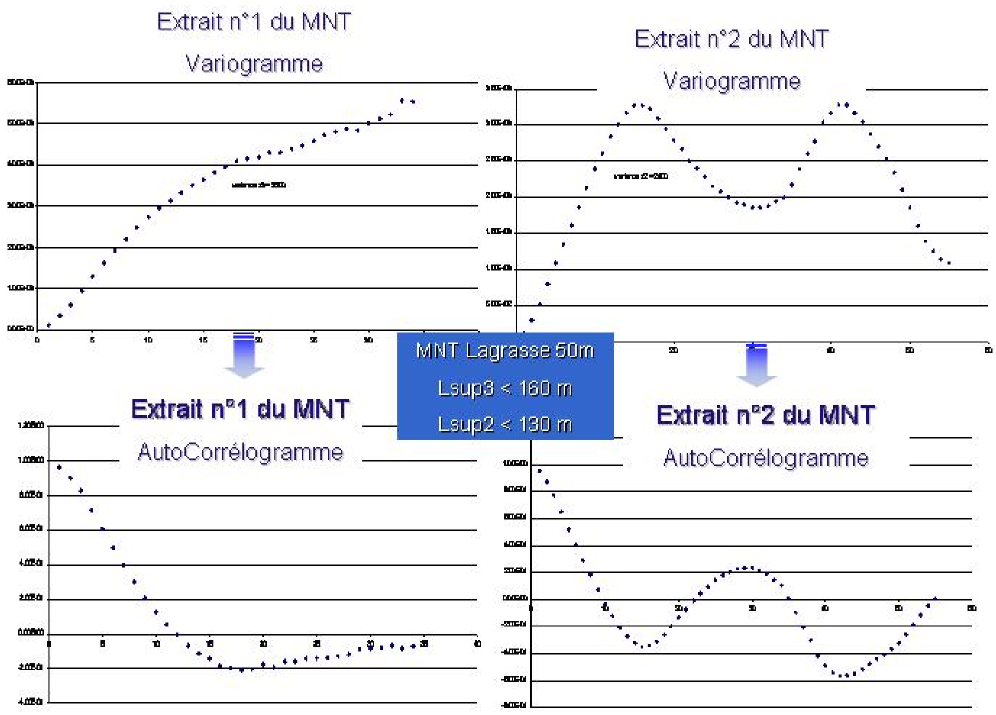


Fig 74.: Variogramme et autocorrélogramme extrait d'un MNT à 50m de l'Orbieu : Extraction, à partir d'un même MNT, de 2 MNT (notés extrait ,°1 et extrait n°2) en 2 localisations différentes (prises au hasard pour tester l'hypothèse de stationnarité). D'autres extraits ont été testés, seuls les deux cas « extrêmes » sont présentés ici.

[12] VARIOWIN 2.2 and its user's guide are published by Springer-Verlag. The reference of the book is : Pannatier, Y., VARIOWIN: Software for Spatial Data Analysis in 2D, Springer-Verlag, New York, NY, 1996.

Dans cet exemple, on voit apparaître une anticorrélation (valeur négative du coefficient d'autocorrélation). Ceci traduit une certaine périodicité dans le signal d'origine. Dans ce cas, nous pouvons penser à une succession de creux et de bosses dans l'extrait de MNT traité.

Cette anticorrélation définit donc une échelle intéressante en terme de variabilité du relief, qui ne correspond toutefois pas à l'échelle de corrélation de la théorie (échelle définie par l'apparition d'un plateau sur le variogramme). Cependant, même si un plateau apparaissait plus loin dans ce variogramme (ce qui ne peut pas être le cas dans cet exemple puisque le variogramme présente des valeurs supérieures à la variance) permettant ainsi de définir une échelle de corrélation (plus grande que l'échelle de périodicité), il ne serait pas convenable de ne considérer que celle-ci et de ne pas prendre en compte la plus petite échelle de variabilité détectée, représentant déjà une échelle d'environ 150m dans ce cas précis.

Le traitement d'autres extraits du MNT nous a conduit à des résultats similaires avec une échelle de périodicité détectée comprise entre 130 et 160m, pour des directions analysées différentes.

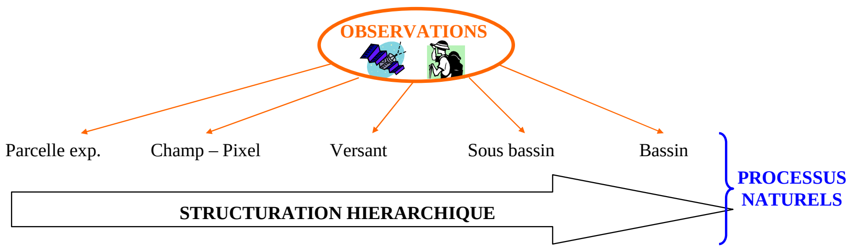
Ainsi, bien que la stationnarité supposée ne soit pas aussi forte que ne l'exige la théorie, il est quand même possible de détecter une échelle caractéristique de la variabilité (d'autres recherches ont mené aux mêmes constations[13]).

Dans cette partie nous avons été amené à considérer que pour une échelle d'observation qui tendrait à s'annuler, la variabilité tendrait vers la variabilité naturelle, ce qui suppose que le paysage que nous observons est continu. Imaginons que nous soyons en train d'observer une pinède, si nous réduisons l'échelle d'observation, alors nous n'observerons plus qu'une aiguille de pin. L'hypothèse d'une nature hiérarchisée du paysage impose une échelle minimale d'observation que la méthode statistique, basée sur un paysage continu, ne précise pas.

La problématique soulevée est vaste et délicate, nous nous contenterons de comparer les ordres de grandeur des échelles fournies par ces deux approches.

III.2.3.3.2. Analyse des échelles des données télédétectées dans un paysage hiérarchisé

Dans cette partie, nous nous intéressons aux changements d'échelle entre les processus naturels et les observations en nous questionnant sur la résolution requise par l'image satellitale. La majeure partie des informations de cette partie provient de (Puech, 2000). Nous y faisons l'hypothèse d'un paysage structuré hiérarchiquement.



[13] SPILLER M. , 2004: Physical and Numerical Experiments of Flow and Transport in Heterogeneous Fractured Media : Single Fracture Flow at High Reynolds, and Reactive Particle Transport. PhD Thesis, INP Toulouse & RWTH Aachen Univ., Aachen, Germany (submitted, 2004).

Fig 75.: Domaine d'application du changement d'échelle lié aux contraintes de l'outil d'observation

Les processus naturels sont appréhendés à travers les mesures et les observations. Comme nous l'avons vu précédemment, une partie de notre travail consiste à intégrer des images satellitales dans notre modélisation. Cet outil d'observation fournit une image « grillagée » du processus naturel pour laquelle chaque maille à des propriétés homogènes. Il existe donc un certain nombre de différences entre le processus naturel et sa vision satellitale liées à la résolution du moyen de mesure, à l'interprétation du signal obtenu et à l'échelle de définition du processus en question.

La reconnaissance d'une classe d'objet repose sur la vision de son homogénéité. Le pixel, que le satellite observe, est caractérisé par son homogénéité (végétation, pente, granulométrie). Cette homogénéité globale est en fait tissée des hétérogénéités et discontinuités à l'échelle des échantillons (petites aspérités du sol venant du travail des racines, de l'érosion du sol, touffes d'herbes, rigoles, …) qui sont intégrées par le pixel (Thirriot, 1980). L'homogénéité d'un objet en soi n'existe pas, elle dépend de l'échelle à laquelle on l'observe. Reprenons le cas où l'on désire identifier un pin. Si la résolution de l'image (R) est trop fine, alors on ne va pas voir un pin, mais seulement quelques uns de ces éléments constitutifs comme des épines de pins organisées de façon aléatoire. Si au contraire la résolution de l'image est trop lâche, alors on va observer une pinède tout entière sans distinction particulière entre les pins et buissons qui jonchent le sol. Ainsi, il faut définir des seuils qui selon (Meentemeyer, 1989) sont des points critiques sur le continuum de l'échelle spatiale pour lesquels l'importance relative des variables déterminantes des processus change de façon significative. On y retrouve la notion de paysage hiérarchisé. On est donc amené à définir la résolution optimale spatiale (RSO) ou le seuil minimum d'observation et le seuil d'hétérogénéité (SH) ou la résolution spatiale maximale.

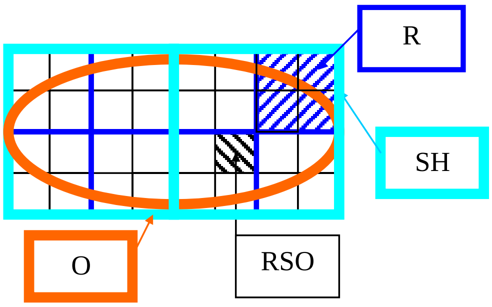


Fig 76.: Représentation de la taille de l'objet (O), du seuil d'hétérogénéité (SH) et de la résolution spatiale optimale (RSO)

Le SH dépend de la taille de l'objet (O). On peut trouver dans (Puech, 2000) quelques estimations de SH connaissant O. Dans le cas d'analyse d'images spatiales simples (signal binaire par exemple), le rapport entre taille de l'objet et résolution doit être au moins égal à 2 (il sera plus grand pour des images plus complexes – théorème de Shannon) :

$$R < SH$$
$$SH = O/2$$
$$Donc\ R < O/2 \qquad 21)$$

La RSO est définie par la taille de la maille pour laquelle un estimateur de la variance locale présente un minimum. Elle représente donc la résolution minimale pour laquelle l'objet apparaît comme homogène. La valeur de la RSO est variable selon les objets que l'on souhaite observer. Ce qui joue dans sa détermination, ce sont les caractéristiques spatiales (géométrie, organisation) de l'individu ou du peuplement que l'on souhaite identifier. Toutefois, le lien entre la RSO et la taille de l'objet à discriminer reste à identifier. Selon (Puech, 2000), il faudrait analyser préalablement la géométrie de l'objet et l'évolution de sa vision avec un changement de résolution, avec des zones tests et des images à Très Haute Résolution. Il a donc réalisé de nombreuses expériences. Voici quelques ordres de grandeurs de RSO qui ont été obtenus pour certaines catégories d'occupation du sol :

Type d'objet à observer (occupation du sol)		RSO (m) – résolution optimale
Boisements	Dense	O = [30, 100] et RSO # 10
	Lâche	O = [30, 100] et RSO # 10
	Reboisement	O = [30, 100] et RSO # 10
	1 espèce d'arbre dans une plantation régulière	3 - 5
	Eucalyptus dans forêt méditerranéenne	8
	Chêne dans forêt méditerranéenne	12
	Châtaignier dans forêt méditerranéenne	15
	Forêt canadienne	30 - 40
Objets élémentaires	Ombres	O = [1, 5] et RSO # 1
	Sols nus	O = [1, 5] et RSO # 1
	Végétation	O = [1, 5] et RSO # 1

Tab 18 Valeurs de quelques RSO

(Louy *et al.*, 1997) étudie la variabilité de la structure de peuplements forestiers virtuels et homogènes à l'aide d'une analyse fractale afin de mettre en évidence la présence de seuils. De son étude, il obtient les valeurs suivantes :

- Entre 3 et 9 m, ce sont les composantes de l'arbre qui dominent, il n'est donc pas possible d'identifier l'arbre en temps que tel ;
- Entre 12 et 18m, l'individu est reconnaissable
- Entre 21 et 30 m c'est le peuplement qui prime.
- A 90 m (la zone d'étude toute entière), les caractéristiques fractales sont stables.

Il y a donc franchissement d'un seuil vers 20 m à partir duquel le peuplement est identifiable. Cette valeur de 20 m est indicative de la RSO pour des forêts.

L’écart type traduit l’hétérogénéité, il croît à chaque arrivée d’un nouvel objet dans le champ de l’image. L’étude de l’écart type du canal rouge dans la région de Montpellier, a fourni à Puech les résultats suivants :

Objet	Résolution (m)
Arbre isolé	1 – 15
Bois de pins	15 -200
Garrigue	200 – 3 000
Cultures	3 000 – 20 000
Mer	20 000 ->

Tab 19 Résolution en fonction de l’objet

Les limites de cette méthode résident dans :

- La grande quantité d’observations et d’études à réaliser pour constituer une banque de données reliant objet, RSO et SH ;
- La dépendance de la RSO avec la taille de l’objet. Sur une zone d’étude donnée, afin de discriminer des objets de variabilité différente, il faudrait donc utiliser plusieurs images avec des résolutions différentes.

L’observation d’un paysage hiérarchisé par télédétection nous amène à définir 2 seuils d’échelles d’observation (L_{sup}) : une échelle minimale, appelée encore seuil d’homogénéité ou Résolution Spatiale Optimale (RSO) et une échelle maximale ou seuil d’hétérogénéité (SH). Les valeurs de ces échelles sont déterminées de façons essentiellement expérimentales, seule la SH peut être reliées directement à la taille de l’objet pour des cas d’identification simple par : $SH = O/2$ et de façon plus générale on divisera la taille de l’objet par un coefficient plus important que 2.

Là encore cette méthode nous fournit des ordres de grandeur des échelles d’observation, mais le rapport entre taille de l’objet et échelle maximale d’observation doit être précisé.

III.2.3.3.3. Bilan du choix des échelles de notre modélisation

Lien entre résolution des images satellitales et théorie statistique pour un paysage hiérarchisé

Présentation d’un exemple

(Bian & Walsh, 1993) et (Artan *et al.*, 2000) définissent la longueur caractéristique d’une image comme la distance qui sépare en moyenne 2 pixels qui ne voient pas la même condition de surface (classe d’occupation du sol par exemple). (Artan *et al.*, 2000) calcule cette longueur à partir de deux méthodes. La première consiste à analyser la forme du semi variogramme. Si celui-ci présente un plateau, alors il définit le « break point » de la courbe. Ce point correspond à la distance à partir de laquelle l’influence de l’échelle n’est plus très importante. La seconde correspond au calcul de l’intégrale de l’autocorrélation. Ces deux méthodes sont réalisées pour la résolution d’acquisition des images (2.5 m), pour chacun des sites et pour chacune des variables.

Les longueurs caractéristiques qu’il obtient sont les suivantes :

variable	Méthode graphique	Méthode intégrale
Pente NE	75 m	65 m
NDVI NE date 1	20 m	15 m

NDVI NE date 2	41 m	24 m
RST NE date 1	41 m	24 m
RST NE date 2	15.8 m	25 m

Tab 20 Longueurs caractéristiques de différentes variables

Ensuite il simule différentes résolutions pour ses données et réalise des modélisations sur les flux thermiques (influence de la variable RST). Il calcule les coefficients de corrélation entre ses résultats et les observations :

Résolution	Coefficient de corrélation
2.5 m	0.74
5 m	0.72
10 m	0.67
15 m	0.51
20m	0.47
30 m	0.44

Tab 21 Coefficients de corrélation obtenus pour différentes résolutions

Ses objectifs de simulations lui permettent de conclure que l'échelle de 10 m est optimale (gain de temps de calcul, reproduction de la variable RST). Il conclut que les analyses des autocorrélations permettent d'avoir une idée de l'échelle optimale du modèle. Il retient que celle-ci doit être inférieure aux longueurs d'échelles caractéristiques définies par les statistiques.

Analyse de l'exemple

Cette analyse nous permet de faire l'analogie entre la longueur de corrélation, la longueur caractéristique d'une image et la taille de l'objet pour des données du type : Occupation des sols. Comparons son raisonnement à celui de la théorie statistique précédemment présenté. Dans ce cas, le variogramme peut se mettre sous la forme :

$$\gamma(r) = \sigma^2(s).(1-\rho_p(r)) \quad 22)$$

Ainsi, pour une forme exponentielle du coefficient de corrélation, ce variogramme tend vers la valeur de la variance au bout d'une certaine longueur. Cette longueur peut aussi être directement calculée par l'intégrale du coefficient de corrélation. Dans la théorie statistique, l'intégrale du coefficient d'autocorrélation spatiale fournit une estimation de la longueur de corrélation. L'échelle maximale d'observation de chacune des variables est alors le produit de cette longueur de corrélation par un coefficient. Donc la longueur de corrélation correspondrait à la longueur d'échelle caractéristique, et le fait de choisir une échelle de modélisation inférieure correspondrait au calcul de l'échelle du support.

De plus, (Artan *et al.*, 2000) définit la longueur caractéristique d'une image comme la distance qui sépare en moyenne 2 pixels qui ne voient pas la même condition de surface. Cette même longueur serait donc aussi indicatrice de la taille de l'objet (au sens de Puech).

Pour un biais de 10% entre les variabilités réelles et apparentes de la RST NE et une longueur de corrélation de 24 m, nous obtenons une échelle de support pour le modèle de 0.21*24 = 5 m. Pour cette échelle nous observons que le coefficient de corrélation est très proche de sa valeur maximale. Accepter un coefficient de corrélation entre les résultats et les

simulations de 0.67 revient dans ce cas à accepter une échelle de travail de 10 m soit à accepter un biais entre les variabilités réelles et apparentes de la variable concernée de 20 %.

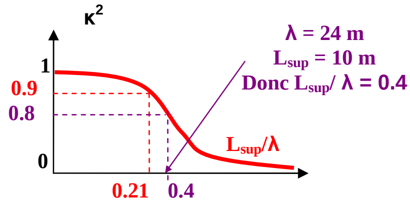


Fig 77.:Rapport des échelles pour un biais sur les variabilités de 20%

Bilan

La borne supérieure de la résolution de l'image à acquérir peut être évaluée par deux méthodes différentes, l'une statistique et l'autre expérimentale :

- Approche statistique :

$$L\,\sup\max = L\,\sup = \alpha.\lambda$$
$$\alpha = 1 \quad pour\ biais = 35\%$$
$$\alpha = 0.4 \quad pour\ biais = 20\%$$
$$\alpha = 0.2 \quad pour\ biais = 10\% \qquad (23)$$

pour laquelle λ caractérise une échelle statistique caractéristique de ce que l'on observe.

Le biais autorisé devrait être précisé à partir du modèle.

- Approche expérimentale :

$$L\,\sup\max = SH = \beta.O$$
$$\beta \leq 0.5 \quad borne\ pour\ image\ simple \qquad (24)$$

pour laquelle O caractérise une échelle expérimentale caractéristique de ce que l'on observe.

Le coefficient β est fixé par la complexité de l'image à traiter et par l'utilisation que l'on veut en faire.

Les deux approches fournissent des résultats comparables en terme de définition de l'échelle d'observation maximale (Lsup dans la théorie statistique et SH dans la théorie expérimentale). Dans les deux cas, le rapport entre cette échelle maximale d'observation et une échelle caractéristique de ce que l'on souhaite identifier dans l'image d'origine est variable et doit être précisé au cas par cas.

Nous garderons à l'esprit que la méthode statistique nécessite un jeu d'observation et suppose des hypothèses fortes. La méthode expérimentale (Puech) donne de plus accès à l'échelle d'observation minimale, mais elle implique que les variables qui nous intéressent aient déjà été observées et traitées.

Ordres de grandeur des échelles ainsi obtenues présents dans la littérature

Il est possible de trouver dans la littérature quelques ordres de grandeur d'échelles optimisées pour certaines variables. Les résultats obtenus sont directement reliés aux objectifs

de leur modélisation. Les techniques utilisées correspondent aux méthodes présentées ci-dessus où à certaines variantes.

Dans le tableau ci-dessous sont exposés différents travaux qui ont conduit à définir les échelles optimales de modélisation pour les variables MNT, occupation du sol et texture du sol. Nous avons veillé à bien y préciser la variable qui a été étudiée, la zone d'étendue du domaine, les objectifs de leur démarche, la méthode qu'ils ont utilisée ainsi que l'échelle optimale qu'ils ont définie. Nous avons utilisé les notations suivantes :

- Stat = Statistique
- Image = Interprétation d'image satellitale
- Occup sol = occupation du sol

Référence	Variable	Domaine d' application	But de la modélisation	Méthode	Echelle de l'étendue	Echelle du support	Echelle appropriée
(Puech, 2000)	MNT : altitude	France –Real Collobrier	Signification des paramètres	Image + Stat	-	40, 80, 200, 500 m	40 -> 500 m
(Puech, 2000)	MNT : pente	France –Real Collobrier	Signification des paramètres	Image + Stat	-	40, 80, 200, 500 m	40 -> 80 m (10 % de biais sur le coefficient de corrélation)
(Artan *et al.*, 2000)	MNT : pente	Idaho, Reynolds Creek bassin	Détermination de l'échelle optimale pour les observations	Stat	26 Ha	2.5, 5, 10, 15, 20, 30 m source : 2.5 m	< 65 m
(Booij, 2002)	MNT : pente	Europe – Meuse	Impact des changements climatiques sur les crues	Stat + modèle distribué	33 000 (totale)	30 -> 7680 m source : 30 m 1 -> 32 km source : 1 km	110 m
(Walsh *et al.*, 2001)	Occup sol	Thaïlande – Nang Rong	Modification de l'occupation du sol	Stat	1 300 m	30 -> 1050 m source : 30 m	100 m
(Moody & Woodcock, 1995)	Occup sol	Californie	Influence de l'échelle et du paysage sur l'occupation du sol	Stat	2 500 m	30 -> 1020 m	250 -> 500 m
(Booij, 2002)	Occup sol	Europe - Meuse basin	Impact des changements climatiques sur les crues	Stat + modèle distribué	33 000 (totale)	250 m(CORINE land cover)	< 100 m pour les zones portuaires < 100 m pour la culture de riz < 4 km pour les grandes forêts <4 km pour les sites industriels < 2 km pour les cultures
(Puech, 2000)	Occup sol	France - Montpellier	Connaissance des hydrosystèmes	Image	-	0.8 -> 10 (image satellitale SPOT5)	10 m pour identifier le peuplement
(Simmons *et al.*, 1992)	Occup du sol	Forêt près de Washington	Estimer l'échelle de variabilité	Stat	-	-	100 m
(Meentemeyer, 1989)	Occup sol	Forêt virtuelle et homogène	Estimer les seuils de variabilité	Analyse fractale	90 m	3 -> 30 m	>20 m pour identifier le peuplement
(Marceau *et al.*, 1994)	Occup sol	Canada	Définition de la RSO	Image	-	-	30 -> 40 m pour identifier le peuplement
(Booij, 2002)	Texture du sol	Europe - Meuse basin	Impact des changements climatiques sur les crues	Modélisation à base physique	33 000 (totale)	1 -> 32 km source : 1 km	5.3 km

Tab 22 Liste non exhaustive des travaux sur les échelles de travail optimales. Pour chaque cas nous avons précisé la nature de la variable étudiée, le domaine d'application, les objectifs de modélisation, le type de méthode retenu, l'échelle de l'étendue (L_{dom}), l'échelle du support (L_{sup}) et la conclusion tirée de l'étude sur la gamme d'échelles la plus appropriée

Ainsi de cette analyse non exhaustive sur la caractérisation des échelles à l'aide de recherches bibliographiques, il ressort que :

- Une échelle d'observation inférieure à 100 m doit permettre de caractériser le relief français (en terme de pente) à des fins de modélisation hydrologique. Il est important de noter que dans la bibliographie effectuée seules des échelles supérieures à 40 m ont été envisagées,
- Une échelle d'observation comprise entre quelques dizaines et quelques centaines de mètres doit permettre de caractériser l'occupation du sol en terme de peuplement forestier,
- Une échelle d'observation de l'ordre de plusieurs kilomètres peut décrire correctement la structure du sol,
- La partie concernant les précipitations est, dans le cadre de cette thèse, directement traitée par Météo France. L'échelle de la pluie observée ou prévue correspond à une résolution variant de 1 km à 2.5 km.

En conclusion, une échelle entre 20 et 100 m semble être l'échelle, a priori conseillée, de définition des données qui seront utilisées dans MARINE. Bien sûr, cette échelle de travail devra être validée par la sensibilité de MARINE à celles-ci. Des résolutions supérieures pourront être envisagées. Dans ce cas, la donnée la plus contraignante étant le MNT, une étude de sensibilité par rapport à cette variable devra être systématiquement réalisée. Une résolution plus fine pourra éventuellement être testée, il faudra alors veiller à la sensibilité de l'occupation du sol. Il semble difficile cependant de passer sous la barre des 10 - 20 m sous peine de modifier la thématique de cette variable.

Le réseau hydrographique est une donnée particulière puisqu'il s'agit d'une donnée vectorielle. Elle sera traitée dans la dernière partie du chapitre traitant du changement d'échelle entre les sous bassins et le bassin versant.

III.2.3.4. De l'échelle des observations à l'échelle du modèle

(Booij, 2002) propose d'utiliser un modèle déjà existant (HEC1 (USACE, 1981)) dont les objectifs sont comparables au modèle qu'il construira. Il étudie ensuite la sensibilité par rapport aux différentes échelles des variables d'entrée sur la sortie du modèle afin de déterminer des poids d'influence. Enfin il calcule l'échelle du modèle par une moyenne des échelles des entrées pondérée par les résultats du test de sensibilité. Cette méthode est discutable.

Imaginons le cas d'un modèle à données d'influence équivalente. Une des données étant définie pour une échelle maximale de 10 m et l'autre pour 100 m. L'échelle moyenne pondérée, dans ce cas de 55 m, ne permettra pas d'observer correctement la variabilité de la première donnée, alors qu'elle sera bien adaptée à la seconde.

Un autre problème se pose face à cette détermination : comment analyser la sensibilité du résultats aux échelles de définitions des données ?

Soit l'on dispose de bons nombres de données à des échelles différentes, alors on peut tracer l'évolution des données en fonction de leurs échelles de définition, puis calculer les sorties correspondantes et tracer l'évolution des sorties en fonction des échelles de définition des entrées. Seulement, ces relations données-échelles sont rarement disponibles.

Soit on linéarise le modèle en considérant chaque variable comme la somme d'une valeur moyenne et de sa perturbation autour de cette valeur. On injecte cette expression dans les équations du modèle puis on considère que les perturbations sont négligeables. Analysons cette démarche autour d'un exemple. Le modèle HEC1 est défini par les équations suivantes :

$$V_p = \frac{[25.4.P_e - 5.08.f(CN)]^2}{25.4.P_e + 20.3.f(CN)}$$

$$q_p = \frac{5.28.A.V_p}{0.5.T_p + T_l}$$

$$T_l = g(l, CN, S_0) \quad 25)$$

avec V_p : le volume de ruissellement, P_e : la pluie nette, q_p : le débit de pointe, T_p : la durée de la pluie nette, l : la longueur hydraulique, S_0 : la pente, A : l'aire du bassin et CN : un paramètre.

Linéarisons q_p en fonction de P_e :

$$\overline{q_p} + q_p' = \frac{5.28.A}{0.5.T_p + T_l} \cdot \frac{[25.4.(\overline{P_e} + P_e') - 5.08.f(CN)]^2}{25.4.(\overline{P_e} + P_e') + 20.3.f(CN)}$$

$$\overline{q_p} + q_p' = \frac{a.\overline{P_e}^2 + a.P_e'^2 + b.\overline{P_e}.P_e' + c.\overline{P_e} + c.P_e' + d}{e\overline{P_e} + eP_e' + f}$$

$$\frac{P_e'}{\overline{P_e}} << 1 \quad 26)$$

En terme de variabilité, les valeurs moyennes n'interviennent pas, soit :

$$
\begin{aligned}
& q_p{}' = \alpha . P_e' + \beta \\
& \Rightarrow \sigma_{q_p} = \alpha . \sigma_{P_e} \\
& \Rightarrow \rho_{q_p} = \rho_{P_e} \\
& \Rightarrow \lambda_{q_p} = \lambda_{P_e}
\end{aligned}
$$

27)

La linéarisation entraîne égalité des variabilités entre données et sorties du modèle. Ce qui se comprend puisque l'on a été amené à négliger les variations par rapport à la valeur moyenne, ce qui constitue une hypothèse erronée dans notre problématique puisque la pluie, l'occupation du sol, l'altitude peuvent varier du tout au tout entre deux points de notre modèle.

Ces deux solutions n'étant donc pas adaptées à notre contexte, nous affecterons à l'échelle du support du modèle, la plus petite des échelles maximales des données. Nous veillerons cependant à ce que le modèle soit suffisamment sensible à la variabilité de la donnée retenue.

Pour les autres variables, définies à des échelles plus grandes que celle retenue (cas des processus présentant une faible variabilité), nous garderons une valeur constante sur plusieurs sous-mailles. Dans le cas où, il existerait des variables définies à des échelles plus fines que celle retenue, il faudrait alors utiliser des modèles sous mailles, puis globaliser les résultats obtenus à l'échelle de la maille. (Artan *et al.*, 2000) propose de moyenner les données du MNT et de conserver la classe majoritairement représentée pour les données issues de l'occupation des sols. Ce cas peut se présenter si la variable est trop peu influente – on se posera alors la question sur l'intérêt de la conserver dans la modélisation - à moins que cela ne provienne d'une limitation dans la disponibilité des échelles de mesures.

Cette solution nous expose au risque de devoir redéfinir des données à des échelles inférieures à leur échelle caractéristique maximale (définie précédemment). Dans le cas où le paysage est considéré comme continu, cela ne poserait pas de problème, par contre dans le cas d'un paysage hiérarchisé, on pourrait alors être amené à franchir un seuil de fonctionnement et par suite à définir la valeur d'une donnée là où elle n'existe pas (par exemple à l'échelle de l'aiguille de pin, la pinède n'existe pas).

III.2.4. Echelles des équations représentatives du processus dominant

Nous avons fait l'hypothèse que la genèse et la propagation d'une crue éclair étaient majoritairement dictées par le ruissellement superficiel. C'est donc le domaine de validité de la modélisation de ce processus particulier qui va fixer les échelles de travail.

III.2.4.1. MARINE : Echelles de travail du modèle

MARINE peut être qualifié de modèle perceptuel (Sivapalan, 2003), car il se concentre sur la modélisation des processus dominants dans la genèse et la propagation de crues éclair et où il suppose que les autres processus intervenant sur le bassin sont considérés comme non dominants. Ainsi, le domaine de validité de MARINE est supposé fixé par le processus dominant et les équations des autres processus seront simplement adaptées aux échelles prédéfinies.

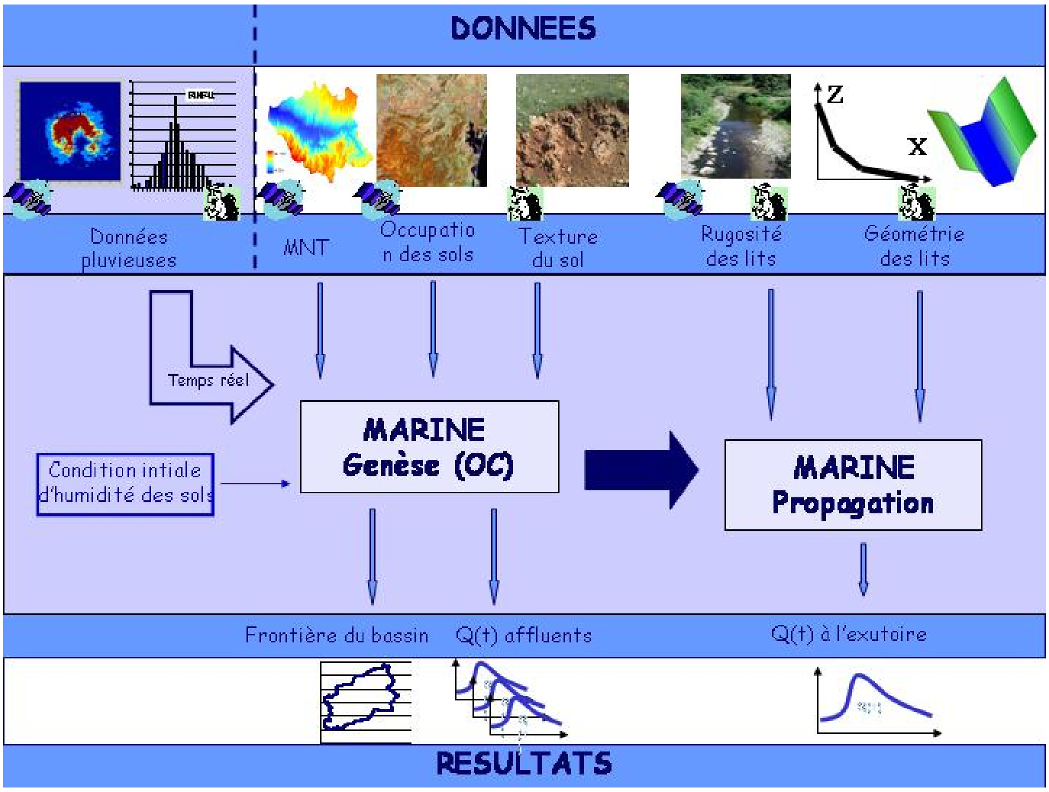


Fig 78.: Données – Résultats de MARINE

En l'occurrence, le processus dominant retenu est le ruissellement superficiel pour lequel nous supposons qu'il peut être approché par l'approximation de l'onde cinématique. Ainsi, nous déduisons les échelles de travail de MARINE par l'analyse du domaine de validité du modèle de l'onde cinématique (OC).

III.2.4.2. Formulation de l'approximation de l'onde cinématique

Considérons les équations de Navier Stockes et intégrons les verticalement sur une épaisseur relativement faible avec une hypothèse de non glissement sur le fond, on obtient alors les équations de Saint Venant dites « shallow water ». Celles-ci se décomposent en termes inertiels et en termes de frottement. Ces derniers font apparaître les coefficients de Chézy, Manning ou Darcy-Weiscbach suivant la formulation retenue. Ils dépendent de la nature du fond, de sa forme, des diverses obstructions à l'écoulement et de la végétation (cf. (Tregarot, 2000) pour le détail des équations).

Le passage aux équations d'ondes diffusantes se fait en considérant que les forces de frottement, de gravité et de pression gouvernent l'écoulement, alors que les termes inertiels d'accélérations locale et convective sont négligés. Ceci est le cas de beaucoup de rivières naturelles à faibles vitesses d'écoulement (<7.5m/s) (Tregarot, 2000) et à pentes douces (supérieures toutefois à 0.01 % (ASCE, 1996)). En insérant l'expression du module de la vitesse dans l'équation de continuité, on obtient alors l'expression générale de l'équation des ondes diffusantes.

Le passage à l'onde cinématique suppose que les termes de pression des équations soient négligeables (la pente de la ligne d'énergie est égale à la pente du sol localement), il n'y a donc pas d'atténuation de l'hydrogramme de crue. Ceci est vrai pour la plupart des écoulements de surface quand il n'y a pas d'effet retour (condition aval). La hauteur de la lame d'eau devient alors égale à celle du régime uniforme. Ainsi, en considérant que les coefficients de frottement sont uniformes suivant x et y et que le problème peut se ramener à un écoulement monodimensionnel suivant la ligne de plus grande pente, le modèle se réduit à deux équations principales :

L'équation de continuité en régime non permanent s'exprime localement par :

$$28)\quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (uh)}{\partial x} = P_n$$

avec u : la vitesse de ruissellement, h : la hauteur de lame d'eau, P_n : l'intensité de pluie nette soit l'intensité de pluie brute moins le taux d'infiltration.

L'équation de la dynamique est réduite à celle du régime uniforme (h=hn localement) :

$$29)\quad u = a.h^{m-1}$$

avec u : la vitesse de ruissellement, h : la hauteur de lame d'eau, a et m des coefficients.

Lorsque l'écoulement modélisé est représenté par une nappe (hypothèse), les coefficients de cette équation sont dépendants de l'état de turbulence de l'écoulement. Ainsi, pour un écoulement pleinement turbulent m vaut 5/3 et a vaut la racine carrée de la pente divisée par le coefficient de Manning. Pour un écoulement laminaire, m vaut 3 et a est une fonction du nombre de Reynolds. Lorsque ce ruissellement se fait suivant des rigoles, on considère qu'il devient pleinement turbulent. Le débit est alors dépendant de la géométrie de la section d'écoulement. Cette équation s'exprime à l'aide de la formule de Manning pour un canal infiniment large :

$$30)\quad \boxed{u = \frac{h_n^{\ 2/3}}{Ma} . \sqrt{|S_0|}}$$

avec u : la vitesse de ruissellement, h_n : la hauteur normale de lame d'eau, Ma : le coefficient de Manning, S_0 : la pente que nous définirons plus loin.

C'est l'expression que nous retiendrons pour exprimer la vitesse du ruissellement surfacique en utilisant le coefficient de Manning.

III.2.4.3. Validité de l'expression de la vitesse de ruissellement superficiel basée sur le concept de l'OC

Ce modèle a été utilisé dès 1965 (Wooding, 1965) pour simuler le ruissellement sur des bassins versants. Sa validité a été par la suite étudiée à maintes reprises pour représenter des écoulements superficiels dont (Woolhiser & Liggett, 1967) et (Moore & Foster, 1990). Ce dernier démontre que l'onde cinématique représente une bonne approximation de l'écoulement surfacique si :

$$\frac{S_0 L}{h_n} > 5$$

$$k = S_0 L / F_r^2 h_n > 10 \qquad (31)$$

avec F_r : le nombre de Froude, k : le nombre d'onde cinématique, S_0 : la pente de la surface du sol, L : la longueur de ruissellement (de la pente), h_n = le tirant d'eau au bas de la pente.

Le nombre de Froude s'exprimant comme suit :

$$F_r = \frac{u}{\sqrt{g h_n}} \qquad (32)$$

avec F_r : le nombre de Froude, h_n = le tirant d'eau au bas de la pente, u = la vitesse au bas de la pente.

Il constate que cette approximation sera également applicable pour un écoulement surfacique où les entrées latérales représentent une part importante du débit total.

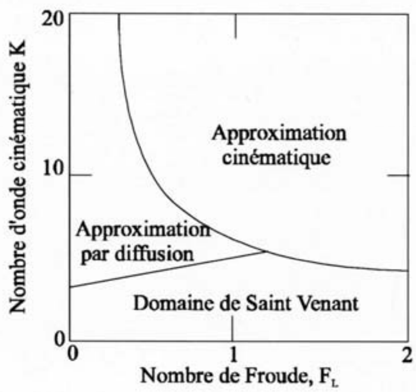


Fig 79.: Domaine de validité de l'application de l'onde cinématique pour modéliser le ruissellement de surface extrait de (Moore & Foster, 1990)

Une estimation des ordres de grandeurs de ces nombres adimensionnels sous différentes conditions va permettre d'évaluer la forme potentielle du domaine de validité de ce modèle.

Cette estimation passe par un établissement de nouvelles hypothèses :

- La longueur du chemin de ruissellement doit correspondre à la longueur d'établissement du régime. Nous considérons une longueur caractéristique des

ruptures de pente : la longueur du pixel du MNT. Nous la supposons constante pour tous les pixels.

- La pente est supposée représenter la pente du chemin de ruissellement, nous calculons la pente du pixel par rapport aux altitudes de ces voisins immédiats.
- La hauteur d'eau doit ensuite être évaluée alors qu'elle est inaccessible à ce stade du calcul. En temps réel, nous disposons de BRAM (bulletins d'alerte météorologique) qui fournissent l'information d'une prévision de la quantité d'eau précipitée cumulée à l'échelle d'un département administratif. Cette pluie prévue est donc homogène à l'échelle des bassins que nous étudions et n'y introduit aucune variabilité. C'est pourquoi, nous partons du principe que plus le réseau amont drainé par ce point est vaste, plus l'eau sera concentrée et plus la lame d'eau sera importante. Nous avons donc choisi de pondérer la lame d'eau précipitée à l'échelle du bassin par une fonction de la longueur cumulée de chemins d'eau (flow accumulation). Pour ce faire, nous l'évaluons de la façon suivante pour un sous bassin élémentaire, à partir de l'équation bilan : $h.l.u = P.S_{ssbv}$ avec u : la vitesse de Manning au pixel étudié, h : la hauteur de la lame d'eau en ce même point, l : la largeur de la rigole à cet exutoire, P : l'intensité de pluie sur le sous bassin amont, S_{ssbv} : la surface du sous bassin amont. Ce bilan nous donne accès à un ordre de grandeur de la hauteur d'eau par pixel : $h = \left(\frac{P.S_{ssbv}.Ma}{\sqrt{S_0}.l} \right)^{3/5}$ avec h : la hauteur de la lame d'eau au point étudié, l : la largeur de la rigole à cet exutoire, Ma : le coefficient de Manning pour ce pixel, S_0 : la valeur de la pente en ce point, P : l'intensité de pluie sur le sous bassin amont, S_{ssbv} : la surface du sous bassin amont.
- La surface du bassin amont est évaluée en terme d'aire de drainage à l'aide de la fonction « flow accumulation » de Arc View par le produit entre le nombre de pixels amont s'écoulant vers le pixel exutoire et la surface d'un pixel.

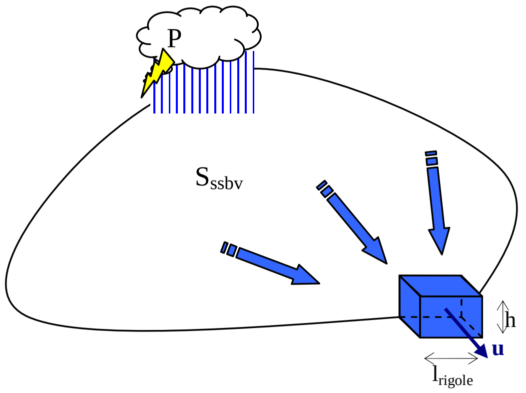


Fig 80.: Schématisation des écoulements adoptée pour le calcul a priori des paramètres de l'écoulement

Ainsi nous avons posé :

$$L = L_{pixel}$$

$$Fr^2 = \frac{u^2}{g.h_n}$$

$$u = \frac{h_n^{2/3}.\sqrt{S_0}}{Ma}$$

$$u.h.l = P.S_{ssbv} = P.flowacc.S_{pixel} \quad 33)$$

Ce qui nous conduit à l'expression des critères suivante :

$$\frac{S_0 L}{h_n} > 5 \Rightarrow S_0^{13/10}.flowacc^{-3/5} > seuil2$$

$$k = S_0 L / F_r^2 h_n > 10 \Rightarrow flowacc^{-4/5}.S_0^{4/10} < seuil1 \quad 34)$$

Ces grandeurs sont calculables avant toute simulation et nous permettent d'avoir une idée des domaines de validité de l'approximation de l'onde cinématique pour une pluie donnée.

Illustrons ce propos à l'aide du bassin versant de l'Orbieu en amont de Lagrasse. Les caractéristiques du bassin sont évaluées par le biais du logiciel ArcView. Ainsi, pour une pluie prévue de 10 mm/h, une largeur de rigoles de 50m représentative d'un écoulement en nappe, une longueur d'établissement de la taille du pixel (50m), les critères deviennent :

$$S_0^{13/10}.flowacc^{-3/5} > seuil2 = 1.22.10^{-4}$$

$$flowacc^{-4/5}.S_0^{4/10} < seuil1 = 2.65.10^{-4} \quad 35)$$

Nous obtenons le domaine de validité de la modélisation du ruissellement superficiel par l'onde cinématique suivant:



Fig 81.: Domaine de validité de l'OC (en blanc) évalué a priori pour le bassin de Lagrasse

Nous observons que l'Orbieu, son affluent principal et quelques points isolés situés dans des zones très plates ne répondent pas aux critères d'application de ce modèle.

Etant donné que nous avons estimé ce domaine par des ordres de grandeur, nous allons tester la sensibilité de ce domaine à différents facteurs intervenants dans nos calculs.

Tout d'abord, une étude de sensibilité des seuils associés aux deux nombres adimensionnels est envisagée. Nous conservons les caractéristiques du bassin, du ruissellement et de la pluie, mais nous observons le comportement du domaine de validité pour les valeurs de seuils suivantes :

$$\frac{S_0 L}{h_n} > 5 \rightarrow 2.5\,;10$$

$$k = S_0 L / F_r^2 h_n > 10 \rightarrow 5\,;20 \quad \text{36)}$$



Fig 82.: Sensibilité du domaine de validité de l'OC (en blanc) pour les seuils 2.5 et 5



Fig 83.: Sensibilité du domaine de validité de l'OC (en blanc) pour les seuils 10 et 20

Les domaines de validité ainsi obtenus excluent les points du cours d'eau principal ainsi que un ou deux de ses affluents suivant les seuils choisis.

Ensuite, analysons la façon dont évolue ce domaine pour une prévision de pluie plus faible. Ainsi, pour une pluie prévue de 5 mm/h, une largeur de rigoles de 50m représentative d'un écoulement en nappe, une longueur d'établissement de la taille du pixel (50m), les critères conduisent à :



Fig 84.: Domaine de validité de l'OC (en blanc) évalué a priori pour une pluie plus faible

Ceci voudrait dire que pour une pluie d'intensité plus faible, le domaine de validité de l'onde cinématique est quasiment inchangé. Attention cependant, les processus physiques intervenant pour des pluies faibles, ne sont plus les mêmes que ceux des crues éclair. En particulier, les longueurs de ruissellement diminuent fortement, voire deviennent inexistantes et l'estimation des nombres adimensionnels telle que nous l'avons réalisée est biaisée.

Nous avons émis l'hypothèse que la longueur d'établissement était la longueur du pixel, ce qui constitue une grossière approximation des processus agissant à petite échelle. Qu'en est-il si cette longueur varie ? Nous avons tracé le domaine de validité de l'OC pour des longueurs d'établissement plus courtes, les autres caractéristiques restant inchangées, pour une pluie prévue de 10 mm/h, une largeur de rigoles de 50m représentative d'un écoulement en nappe, une longueur d'établissement de la taille du pixel (25m) :



Fig 85.: Domaine de validité de l'OC (en blanc) évalué a priori pour de faibles longueurs de ruissellement

Nous constatons que le réseau de non validité se densifie. Ceci implique que plus le relief au sein d'un même pixel sera accidenté, plus les longueurs d'établissement seront faibles et moins nous pourrons appliquer l'approximation de l'onde cinématique. Une autre incidence de ce résultat concerne le domaine de validité pour des pluies plus faibles. Dans ce cas, l'infiltration jouera un rôle de plus en plus important, les longueurs de ruissellement en seront diminuées et le domaine de validité restreint.

Dans le sens d'une analyse des hétérogénéités présentes à l'intérieur d'un pixel, nous avons regardé aussi comment pouvait évoluer ce même domaine lorsque la forme de l'écoulement s'apparente plus à des rigoles qu'à des nappes. Nous avons considéré que la largeur des rigoles d'écoulement équivalente au pixel exutoire était la largeur du pixel tout entier (écoulement en nappe). En fait, nous savons que ces écoulements en nappe ne se produisent plus au-delà de quelques dizaines de mètres, nous allons donc analyser la façon dont évolue ce domaine pour une largeur de rigole équivalente par pixel plus faible. Ainsi pour une pluie prévue de 10 mm/h, une largeur de rigoles de 25m, une longueur d'établissement de la taille du pixel (50m), le domaine devient :

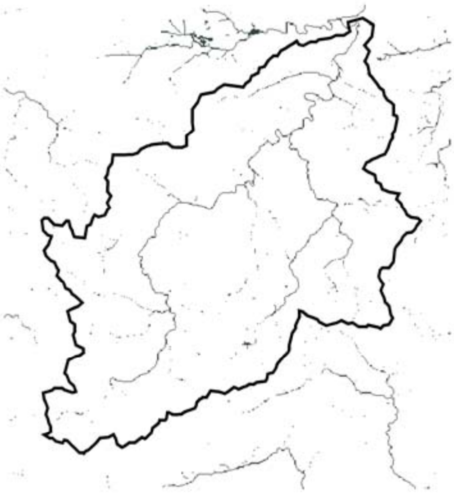


Fig 86.: Domaine de validité de l’OC (en blanc) évalué pour des largeurs de rigoles d’écoulement plus faibles (25m)

Puis pour une largeur de rigoles cumulée sur le pixel de 1m.

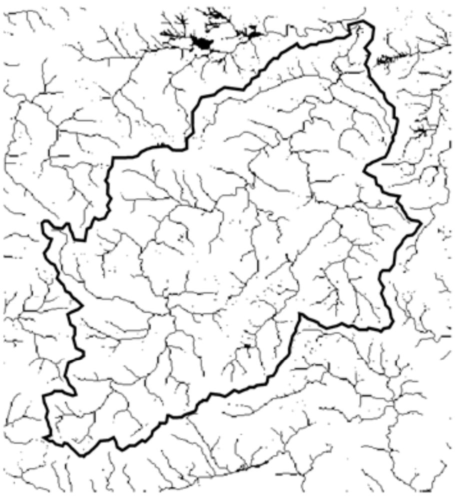


Fig 87.: Domaine de validité de l’OC (en blanc) évalué pour de très faibles largeurs de rigoles d’écoulement (1m)

Nous remarquons alors que le fait de simuler le ruissellement en rigoles parallèles et non plus en nappe réduit considérablement le domaine de validité de l’approximation de l’onde cinématique. Cette réduction concerne essentiellement des cours d’eau d’ordre inférieurs du réseau hydrographique.

Générons enfin des MNT à 100m et à 500m de résolution à partir de notre MNT à 50m. Le changement de résolution est fait sous ArcView. Appliquons ensuite les critères d'applicabilité de l'onde cinématique à cette nouvelle échelle.

Le domaine de validité de l'onde cinématique pour une intensité pluvieuse de 10 mm/h, une largeur de rigole et une longueur d'établissement de l'écoulement de la taille de la nouvelle maille devient :



Fig 88.: Domaine de validité de l'onde cinématique (blanc) pour une échelle de support de 100m



Fig 89.: Domaine de validité de l'onde cinématique (blanc) pour une échelle de support de 500m

Le domaine de validité s'étend considérablement, couvrant même le réseau. On peut supposer que l'augmentation de taille de la maille va englober totalement l'information rivière.

De façon analogue, nous avons généré un MNT de résolution plus fine (25m). Le domaine de validité de l'onde cinématique pour une intensité pluvieuse de 10 mm/h, une largeur de rigole et une longueur d'établissement de l'écoulement de la taille de la nouvelle maille devient :

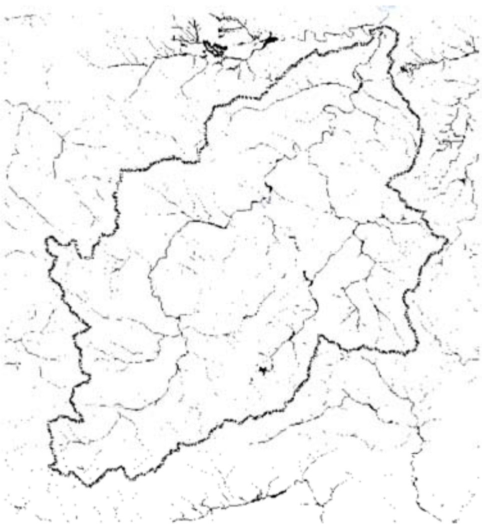


Fig 90.: Domaine de validité de l'onde cinématique (blanc) pour une échelle de support de 25m

Le réseau hydrographique se dessine d'autant plus que l'échelle du support diminue, excluant davantage de points du domaine de validité.

III.2.4.4. Bilan sur le domaine de validité de l'onde cinématique

Nous constatons que l'échelle du support du modèle influence directement l'échelle de sortie de celui-ci via son domaine de validité. Ainsi, si l'on veut faire correspondre l'échelle de sortie du modèle à la taille du bassin versant étudié, alors le domaine de validité de l'OC nous impose une échelle de support de l'ordre de 500m. Or, avec un échantillonnage du bassin à cette échelle, d'une part les variabilités des données ne sont pas prises en compte convenablement et d'autre part la surface minimale du sous bassin à partir de laquelle il est envisageable d'obtenir une prévision intermédiaire au bassin versant est trop importante. Afin de les représenter correctement, nous devons partir d'une échelle du support plus fine, de l'ordre de 50m dans notre exemple. Ce qui retire du domaine de validité du modèle le réseau hydrographique principal.

L'approximation de l'onde cinématique telle que nous l'envisageons sur les versants se fait dans une otique hydrologique, où les chemins d'écoulement sont entièrement décrits par le MNT (largeur de rigole et longueur d'établissement constantes). Nous retiendrons des tests précédents que si une partie du bassin versant doit ne pas répondre aux critères d'application de ce modèle, alors il s'agira préférentiellement des cours d'eau principaux permanents.

Cette constatation est d'ailleurs confirmée par (Moore & Foster, 1990) et (Maidment, 1993) qui précisent que l'onde cinématique n'est pas applicable pour représenter le transfert

dans le réseau hydrographique principal à moins que la courbe de montée de l'hydrogramme de crue soit très lente, que les pentes soient modérées voire importantes et que l'atténuation de l'hydrogramme soit très faible.

Toutefois, le réseau à exclure du domaine de validité se densifie lorsque l'on ne considère plus nos pixels « élémentaires » comme des entités homogènes (réduction de nos longueurs et largeurs d'écoulement pour représenter un réseau temporaire de drains parallèles), ce qui irait finalement dans le sens d'une schématisation du ruissellement plus fidèle.

Dans cette optique, il semble que la description du réseau hydrographique principal ne puisse pas être envisagée de la même façon. Un second modèle doit donc être mis en cascade avec le premier modèle de façon à étendre l'échelle de sortie à celle du bassin versant dans son intégralité.

Une solution consisterait à prendre en compte la description topographique du réseau de façon spécifique (largeur de la rivière variable, longueur d'établissement variable selon les ouvrages, profils du fond). La mise en œuvre de l'onde cinématique peut alors à nouveau être envisagée. Il est aussi possible d'utiliser directement les équations de Saint Venant. C'est ce pour quoi nous avons opté dans la partie « rivière » de MARINE.

III.3. Equations représentatives du comportement des processus physiques

Dans cette partie, nous allons détailler les fonctions de transfert et de production codées dans MARINE. Une fois que la lame d'eau précipitée, évaluée par Météo France, atteint le sol des versants, elle est interceptée ou évaporée. Comme nous l'avons vu précédemment, cette phase peut être négligée dans notre modélisation. Puis, elle s'infiltre et la lame d'eau excédentaire ruisselle sur les versants.

Nous détaillerons donc la fonction de transfert de MARINE sur le bassin versant. Pour ce faire, nous considèrerons que le ruissellement sur les versants est un processus extrêmement complexe qui peut être approché par l'approximation de l'onde cinématique de deux façon différente : soit à travers le concept des isochrones variables, soit à travers la résolution maille à maille de l'équation de continuité.

Ensuite, nous préciserons la fonction de production de MARINE sur le bassin versant. Là aussi nous avons utilisé plusieurs approches : une infiltration constante, une infiltration approchée par le concept de Horton ou bien une infiltration décrite par le modèle de Green & Ampt.

Nous présenterons aussi le transfert de la crue dans les cours d'eau principaux tel qu'il est décrit par MARINE. Lorsque l'eau atteint la rivière, elle s'y écoule jusqu'à l'exutoire selon les équations de Saint Venant. Celles-ci seront résolues en 1D pour répondre à nos contraintes temps réel, bien qu'une résolution en 2D puisse être envisagée dans certains cas.

Pour chacun des modèles de ces parties, nous présenterons leurs hypothèses d'établissement, leurs données nécessaires, leur calage éventuel, les méthodes numériques codées et les avantages et inconvénients de chacun d'eux.

Nous finirons cette partie par une vision synthétique du modèle.

III.3.1. Modèles de ruissellement superficiel dans MARINE

Le ruissellement superficiel est approché dans MARINE par deux méthodes distinctes : les isochrones variables ou approche lagrangienne et la résolution de l'équation de continuité pas à pas ou approche eulérienne.

Chacune de ces méthodes est détaillée ci-dessous.

III.3.1.1. Ruissellement superficiel approché par les isochrones variables

III.3.1.1.1. Définition du concept des isochrones variables

Une ligne isochrone est un contour reliant les points distants de l'exutoire d'un même temps de transfert. A partir du tracé des courbes isochrones distantes d'un intervalle de temps constant, on définit des tranches de bassins supposées contribuer uniformément au débit à l'exutoire au temps de l'isochrone correspondante. On peut alors construire l'histogramme Time Area (TA) qui est la représentation graphique des contributions successives de ces tranches, en reportant la surface comprise entre deux lignes isochrones adjacentes en fonction du temps sur un graphique.

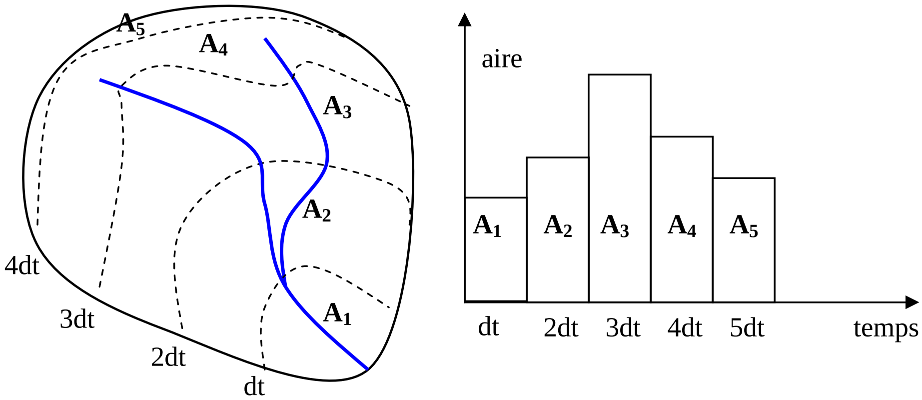


Fig 91.: Concept des isochrones

Le graphe TA joue le rôle d'une fonction de transfert pour le bassin versant caractéristique du ruissellement de surface. Il constitue donc la base d'une relation pluie-débit. En considérant une pluie qui tombe au temps t_1 sur le bassin versant, sa contribution au débit à l'exutoire au temps t_2 s'exprime par le produit de convolution suivant :

$$dQ(t_2) = I_{Pn}(t_1) * dA(t_2 - t_1) \quad 37)$$

avec dQ : une fraction du débit à l'exutoire dû au ruissellement superficiel, I_{pn} l'intensité de la pluie nette (pluie brute - infiltration - interception - eau stockée - évaporation), dA : une fraction d'aire du bassin comprise entre deux isochrones.

Le passage de cet histogramme à l'hydrogramme de crue se fait en intégrant les contributions élémentaires de toutes les tranches de bassin (comprises entre deux lignes isochrones) :

$$Q(t_2) = \int_{t=0}^{t_2} I_{Pn}(t) * \frac{dA(t_2 - t)}{dt} * dt \quad 38)$$

L'expression distribuée de l'hydrogramme de ruissellement est alors :

$$Q_j = \sum_{k=1}^{j} I_{Pn\,k} * A_{j-k+1} \qquad 39)$$

avec Q_j : le débit à l'exutoire au pas de temps j (correspondant à t_2), I_{pn} l'intensité de la pluie nette, A : l'aire du bassin comprise entre les deux isochrones (j-k+1) et (j-k).

Cette méthode peut être qualifiée de méthode rationnelle. En ce sens, elle se rattache à la méthode de l'hydrogramme unitaire qui constitue une méthode plus complète et dont les hypothèses d'établissement sont les suivantes ((Sherman, 1941) et (Remenieras, 1986) pour une synthèse) :

- la superficie du bassin ne devrait pas excéder 3 000 km^2 (petits à moyens bassins pour (Saghafian *et al.*, 2002)) et la durée de la pluie 24 h.
- la pluie doit être uniforme en temps et en espace,
- le ruissellement doit exister sur les versants et dans les cours d'eau puisque l'on construit un hydrogramme de ruissellement superficiel,
- les processus de stockage superficiel doivent pouvoir être négligés,

Enfin, la calibration ou l'estimation des temps de transfert des lignes isochrones est délicate. Elle peut être envisagée de différentes manières :

- (Laurenson, 1964) suppose que le temps de transfert varie comme le rapport de la distance à parcourir sur la racine de la pente du terrain s'inspirant de la formulation de la vitesse de l'onde cinématique.
- (Maidment, 1993) et (Kull & Feldman, 1998) propose de calculer le temps de transfert d'un pixel particulier à l'exutoire par le produit du temps de concentration du bassin par le rapport des distances à l'exutoire (distance entre le pixel et l'exutoire par rapport à la distance maximale).
- (Saghafian *et al.*, 2002) propose de définir des isochrones variables dans le temps. Son approche est originale puisqu'il redéfinit ce concept de façon à en faire un modèle distribué, qui intègre les propriétés hydro-morphologiques hétérogènes des bassins versants, mais aussi qui prend en compte différentes intensités de pluie. Il considère que les écoulements superficiels sont dirigés par le MNT et s'inspire de l'onde cinématique pour approcher les temps de transfert. De plus, il prend en compte une infiltration de type Horton, mais il néglige les effets de stockage.

Il peut donc être utile de calculer le temps de concentration du bassin. Celui-ci peut alors être exprimé de différentes façons, (Singh, 1988) propose une revue bibliographique très complète des différentes expressions possibles du temps de concentration, parmi celles-ci nous trouvons les formules déductives ou empiriques. Elles peuvent être appliquées soit pour évaluer un temps propre au ruissellement superficiel sur les versants, soit un temps de transfert dans les cours d'eau. Elles peuvent supposer une vitesse de ruissellement constante et uniforme en tout point du bassin (implantée dans HECHMS) ou bien prendre en compte jusqu'à l'occupation du sol du bassin.

Différents travaux[14] ont réalisé une évaluation des potentialités de 11 de ces différentes formules sur 48 sous bassins urbains aux USA. Ils mettent ainsi en évidence la grande disparité des résultats obtenus (temps de concentration moyen de 1.49 h pour un temps minimum de 0.2 h et un temps maximum de 6.2 h). Les formules fournissant les résultats les plus satisfaisants sont celles de (Wooding, 1965) et du (SCS, 1986).

Lorsqu'il existe des similarités entre bassins, ils recommandent de caler une formule sur un bassin donné puis de la transposer. Il est aussi possible d'évaluer le temps de concentration par la durée qui sépare le centre de masse de la pluie effective (ou la fin de la pluie suivant les définitions) du point d'inflexion de la courbe de récession. Toutefois, au vu des fortes incertitudes liées aux observations des crues éclair ainsi qu'à la dualité de cette définition, nous n'utiliserons pas ce mode de définition.

Ce concept, global et empirique, suppose donc de fortes hypothèses. Toutefois, il est possible de relaxer certaines de ces hypothèses.

- Les postulats de base de l'hydrogramme unitaire sont équivalents à admettre que l'on passe de la pluie nette au débit ruisselé par une transformation linéaire. Cette hypothèse déforme la réalité, puisque le temps de base d'un hydrogramme tend à décroître lorsque l'intensité de la pluie augmente (augmentation de la vitesse de ruissellement sur le sol) (Rodriguez-Iturbe *et al.*, 1979), (Ponce, 1989). Ainsi, la prise en compte de l'intensité de la pluie dans la définition des temps caractéristiques des lignes isochrones permettrait de relaxer cette hypothèse.
- L'hypothèse d'uniformité de la pluie peut être contournée si l'on subdivise le bassin et le temps en éléments de tailles suffisamment petites pour considérer qu'elle l'est sur ces éléments.
- Une autre hypothèse consiste à négliger les effets de stockage sur le bassin. Cette hypothèse a été relaxée par (Clark, 1945). Son modèle a suscité un intérêt considérable pour synthétiser des hydrogrammes unitaires sur des bassins versants urbains et ruraux.
- Le principe de globalité de ce modèle a été revu par (Maidment, 1993). Il a été le premier à rendre ce concept distribué sur la base d'un MNT. Il a justifié ce choix par l'importance de l'impact des caractéristiques topographiques du bassin versant (en particulier la pente et la surface du bassin) sur les directions de ruissellement, leurs concentrations ainsi que leurs vitesses. Toutefois, il a considéré une vitesse de ruissellement constante dans ses travaux.
- Le caractère empirique de ce concept peut être atténué par l'introduction de modèles à base physique dans l'estimation des vitesses de transfert de l'eau en surface.

III.3.1.1.2. Hypothèses retenues

Dans l'optique de décrire le ruissellement superficiel sur les versants par le concept du Time Area, nous avons retenu l'idée de créer des isochrones variables avec les hypothèses suivantes :

- Les bassins versants concernés sont de petite à moyenne taille (quelques centaines de km^2), le concept du Time Area ne sera utilisé que pour modéliser le ruissellement sur les versants et dans les cours d'eau de petits ordres. Le transfert dans les cours d'eau

---

[14] Ababou, R. (1999) Cours d'hydrologie générale ENSEEIHT-INPT

principaux sera représenté par les équations de Saint Venant (suivant le même découpage que celui dicté par l'approximation de l'onde cinématique).

- Le concept du Time Area devra être distribué de façon à prendre en compte l'influence des caractéristiques topographiques du bassin sur les écoulements de surface et la non uniformité de la pluie.

Nous envisagerons les approches suivantes :

- On suppose que la vitesse de ruissellement superficiel s'exprime selon la formulation de Llamas ou selon l'approximation de l'onde cinématique.
- Les vitesses de transfert sur les versants seront fonction de la pluie nette. On envisagera différentes évaluations de la pluie nette.
- L'hypothèse de stationnarité sera soit conservée, soit relaxée (en considérant que différentes intensités de pluies donneront lieu à différents graphes Time Area).

III.3.1.1.3. Détermination des chemins de ruissellement surfacique

Afin de bien décrire les chemins d'eau, l'écoulement doit pouvoir se faire selon n'importe lequel de ses voisins. Dans un maillage pixélisé régulier, nous avons opté pour la dérivée directionnelle ayant la plus grande norme parmi les 8 possibles (O'Callaghan & Mark, 1984), (Fairfield & Leymarie, 1991).

$$S_0 = \max\left(-\frac{\Delta Z}{\Delta L}\right) \quad 40)$$

avec S_0 : la valeur de la pente locale, Z : la valeur de l'altitude au point considéré et L : la distance séparant le point considéré de ses voisins.

Le chemin d'eau est construit en évaluant pour chaque pixel la direction d'écoulement et la valeur de la pente associée comme mentionné ci-dessus. Les trous du MNT sont considérés comme des erreurs dans nos chemins d'écoulement (extrapolation, maillage, erreur de mesure) (Tribe, 1992). Ils sont donc systématiquement éliminés par une procédure classique inspirée de (Nelson & Jones, 1995) qui consiste à rechercher dans un voisinage grandissant une dérivée directionnelle descendante. Lorsque celle-ci est trouvée, le chemin depuis le pixel considéré est forcé en ligne droite vers le point bas. Cette procédure cesse si un tronçon de rivière apparaît dans l'analyse du voisinage. A ce moment là, le pixel est automatique drainé vers cet exutoire.

Pour chaque point du MNT cette procédure est mise en oeuvre. Elle permet de définir les chemins d'eau depuis n'importe quel point du bassin jusqu'au premier point atteint situé sur la rivière principale (correspondant à un exutoire du domaine de validité de l'OC retenu).

III.3.1.1.4. Vitesse de ruissellement surfacique selon Llamas

(Llamas, 1993) propose d'exprimer la vitesse de ruissellement surfacique de la façon suivante :

$$41) \quad |U| = 20 * \sin\left(artg(S_0)\right)^{3/5}$$

avec S_0 : la valeur de la pente locale, U : la valeur de la vitesse de ruissellement locale.

Le temps de transfert depuis un pixel donné jusqu'à un exutoire se calcule en sommant toutes les durées nécessaires au transfert d'un pixel à l'autre. En effet, de façon à n'exclure aucune information sur la topographie du bassin, il est important de ne pas sauter de pixel. Nous fixerons donc la distance à parcourir (pas du MNT en long, en large ou en diagonale) et définirons un pas de temps variable entre deux points consécutifs.

Le temps de transfert d'un pixel s'exprime alors de la façon suivante :

$$T_{isochrone} = \sum_{chemin} dt_{i,j} = \sum_{chemin} \frac{L_{i,j}}{|U_{i,j}|} = \sum_{chemin} \frac{L_{i,j}}{20 * \sin(A\tan(S_{0i,j}))^{3/5}}$$

42)

avec S_0 : la pente locale, L : la distance séparant le pixel considéré du voisin vers lequel il s'écoule, U : la valeur de la vitesse de ruissellement locale, dt : le pas de temps local variable, Te : le temps d'équilibre du pixel.

III.3.1.1.5. Vitesse de ruissellement surfacique selon le modèle de l'onde cinématique

La vitesse de ruissellement superficiel pour un pixel des versants peut aussi être approchée par le modèle de l'onde cinématique, nous avons alors :

$$|U| = \frac{h_n^{2/3}}{Ma} \cdot \sqrt{|S_0|}$$

43)

avec S_0 : la pente locale, Ma : le coefficient de Manning du point et h_n : la hauteur d'eau locale supposée.

Comme pour la vitesse de Llamas, nous travaillons avec des pas de temps variables définis par le rapport distance parcourue sur vitesse. Or, la vitesse de ruissellement considérée ici fait intervenir la hauteur d'eau ruisselante, donnée inconnue à ce stade du calcul.

Afin d'estimer la hauteur de la lame d'eau ruisselante et donc de caler les isochrones, nous nous sommes intéressé au concept du temps d'équilibre du bassin. Nous montrerons que ce dernier ne peut être utilisé en l'état pour caler de façon satisfaisante notre modèle. C'est pourquoi nous en proposerons une version modifiée, plus adaptée à notre problématique.

Calage du temps de transfert des isochrones par le concept du temps d'équilibre

Le temps d'équilibre correspond au délai entre le début d'une pluie d'intensité constante, de durée infinie et uniforme s'abattant sur le bassin et le moment où l'hydrogramme de crue atteint le régime permanent. Ainsi l'intensité moyenne de pluie touchant la totalité du bassin sera répartie suivant une lame d'eau moyenne et constante après que l'on ait atteint l'équilibre (la définition de ce temps correspond à certaines définitions du temps de concentration).

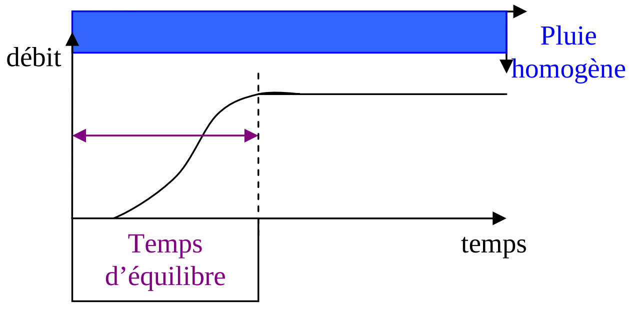


Fig 92.: Définition du temps d'équilibre

On pose alors la hauteur d'eau (virtuelle) atteinte après le temps d'équilibre du bassin correspondant au produit entre l'intensité de la pluie et le temps d'équilibre :

44) $$h = I_{Pn}.Te$$

avec I_{Pn} : l'intensité de pluie nette, Te :le temps d'équilibre du bassin et h : la lame d'eau moyenne qui ruisselle sur le bassin pour des temps > Te.

En couplant cette hypothèse à l'approximation de l'OC (sur un versant plan incliné et sous une pluie uniforme de durée finie), on obtient l'expression suivante (Henderson & Wooding, 1964) :

45) $$T_e(bv) = \sum_{chemin\ le\ plus\ long} I_{Pn\,i,j}^{-2/5} * Ma_{i,j}^{3/5} * S_{0i,j}^{-3/10} * L_{i,j}^{3/5}$$

avec I_{Pn} : l'intensité de pluie nette, Te :le temps d'équilibre du bassin et Ma : le coefficient de Manning le long du chemin de ruissellement, S_0 : la pente du chemin et L : la distance séparant le point considéré du voisin vers lequel il s'écoule.

L'expression ainsi formulée du temps d'équilibre a été par la suite validée par (Saghafian *et al.*, 2002) sur des versants ou de petits bassins versants. (Saghafian *et al.*, 2002) en propose une formulation plus complexe dépendante de la géométrie des rigoles dans le cas de grands bassins versants ou plus spécifiquement dans les cours d'eau.

De plus, (Saghafian & Julien, 1995) remarquent que l'infiltration, si elle est assez importante, influence la valeur du temps d'équilibre du bassin. Si l'on suppose que le modèle de Green et Ampt représente correctement l'infiltration, on a alors :

- Une première phase au cours de laquelle se produit le « ponding » (formation de flaques en surface) d'une durée tp
- Une seconde phase au cours de laquelle se produit l'infiltration à proprement parler d'une durée ts.
- Le processus d'infiltration introduit un retard par rapport au moment où le bassin est en équilibre. Ainsi, le temps d'équilibre virtuel est introduit, il est caractéristique du ruissellement superficiel et de l'infiltration.

Le modèle de Green et Ampt est détaillé plus loin dans ce chapitre, retenons en simplement quelques résultats pour cette partie.

La première phase prend fin pour

46) $$t_p = K.\frac{S_f.(\Phi - \theta i)}{i.(i-K)}$$

avec tp = temps de la phase de ponding; K : conductivité hydraulique; Φ: porosité effective; θi: humidité initiale; i : intensité de pluie brute.

En fait, le taux d'infiltration (fs) ne s'annule jamais, il tend vers la conductivité hydraulique du sol (K) de façon asymptotique. On estime que la seconde phase prend fin lorsque fs = e.K (e>1). On obtient alors :

47) $$t_s = \frac{S_f.(\Phi - \theta i)}{K}.\left[\frac{K^2}{i(i-K)} + \frac{1}{e-1} - \ln\left(\frac{e.(i-K)}{(e-1).i}\right) - \frac{K}{i-K}\right]$$

avec ts = temps de la phase de ponding; K : conductivité hydraulique; Φ: porosité effective; θi: humidité initiale; i : intensité de pluie brute, e : le rapport entre le taux d'infiltration et la conductivité.

Cette équation diffère de celle de (Saghafian & Julien, 1995) par le dernier terme, ce qui n'est pas sans conséquence sur ses résultats.

$$t_{ve}(bv) = t_s + t_e$$

$$t_{isochrone} = t_{ve}(bv) * \frac{L_{isochrone}}{L_{bv}} \quad 48)$$

Pour le bassin de Lagrasse, l'évaluation du temps d'équilibre par la formule de (Henderson & Wooding, 1964) donne environ 5h. L'infiltration est forte au tout début de l'événement puis le sol se sature rapidement. Le temps d'équilibre virtuel pour un sol de type « sandy loam », une saturation initiale de 60% et une erreur entre conductivité hydraulique et taux d'infiltration de 10% tolérée est estimé à 17h (pour une durée de pluie totale sur le pluviogramme de Lagrasse de 18h). Le temps de « ponding » est négligeable puisqu'il peut être grossièrement évalué à 3 minutes.

Toutefois les applications de ce concept sont limitées :

- Afin de valider globalement l'expression du temps d'équilibre, la durée de la pluie nette doit être supérieure ou égale au temps de concentration. En effet, (Saghafian & Julien, 1995) expliquent que si la durée de la pluie est supérieure au temps de concentration du bassin, alors le débit de ruissellement superficiel augmente linéairement avec l'intensité de la pluie, les méthodes rationnelles ou de l'UH (hydrogramme unitaire) sont applicables. Au contraire, si la durée de la pluie n'est pas suffisante, alors des hydrogrammes d'équilibre partiel sont obtenus et la relation entre la pluie et le débit n'est plus linéaire. Il existe donc une échelle temporelle minimale en deçà de laquelle ce concept n'est pas applicable.
- Le calage des isochrones selon le principe que le temps caractéristique d'une ligne est proportionnel au temps d'équilibre (via le rapport des longueurs) ((Maidment, 1993), (Kull & Feldman, 1998)) implique qu'il est conditionné par le comportement global du bassin et par la distance de cette ligne à l'exutoire seulement. On perd alors les notions d'hétérogénéités spatiales de la rugosité du sol, de la pente ou encore de la lame d'eau.
- (Saghafian & Julien, 1995) remarque aussi que la position du point le plus éloigné temporellement de l'exutoire varie avec la distribution de la pluie. Ainsi, si longueur de ruissellement maximale et temps de concentration du bassin varient avec cette répartition, alors le passage entre l'échelle du bassin et celle du pixel n'est plus linéaire. Le calage des lignes isochrones comme le proposaient (Maidment, 1993) et (Kull & Feldman, 1998) devrait être réévalué pour chaque nouvelle distribution de pluie.

Ces remarques constituent une limitation à l'application de ce concept dans le cas des crues éclair sur des petits bassins versants.

Proposition d'adaptation de ce concept à notre problématique par un bilan local

Envisageons une procédure de calage légèrement différente de façon à évaluer la lame d'eau ruisselante. Dans ce cas, on réalise un bilan à l'échelle d'un pixel et du bassin versant élémentaire qui lui est associé, comme nous l'avions fait lors de l'évaluation du domaine de validité de l'onde cinématique.

On obtient alors une estimation de la lame d'eau locale :

$$h = \left(\frac{I_{Pn}.S_{ssbv}.Ma}{\sqrt{S_0}.l} \right)^{3/5} \quad (49)$$

avec S_0 : la pente locale, Ma : le coefficient de Manning du point, I_{Pn} : l'intensité de pluie nette au dessus du point, S_{ssbv} : la superficie du sous bassin amont, l : la largeur de la rigole, h : la hauteur d'eau ruisselante équivalente sur la maille.

La pluie brute utilisée est celle qui est disponible en temps réel ou dans les BRAM, le passage à la pluie nette est détaillé un peu plus loin dans ce même chapitre.

L'introduction d'une surface drainée amont permet d'introduire de la dynamique dans l'évaluation des hauteurs des lames d'eau par pixel, puisque nous y introduisons une fonction représentative de la densité de drainage amont du pixel considéré (plus le réseau amont est important, plus l'écoulement est concentré, plus les hauteurs d'eau sont importantes).

On obtient alors le temps de transfert caractéristique d'une isochrone suivant :

$$50)\ T_{isochrone} = \sum_{che\min} dt_{ij} = \sum_{che\min} \frac{L_{ij}}{\left|U_{ij}\right|}$$

$$51)\ T_{isochrone} = \sum_{che\min} \left(I_{Pn}.flowacc_{ij}\right)^{-2/5}.Ma_{ij}^{3/5}.So_{ij}^{-3/10}.L_{ij}.pas^{-2/5}$$

avec S_{0ij} : la pente locale, L_{ij} : : la distance séparant le point considéré du voisin vers lequel il s'écoule, pas : la largeur du pixel (carré) ; Ma_{ij} : le coefficient de Manning du point, I_{Pn} : l'intensité de pluie nette au dessus du point, $flowacc_{ij}$: une fonction caractéristique de la densité de drainage amont, dt_{ij} : le pas de temps local variable, U_{ij} : la vitesse de ruissellement locale.

C'est l'expression que nous retiendrons pour caler les isochrones.

III.3.1.1.6. Discussion sur le choix de ce type de modèle

La résolution numérique de ce concept se fait par une approche lagrangienne qui peut être découplée en deux phases. La première constitue un traitement réalisable avant tout autre chose et fournit un fichier de données contenant toutes les informations nécessaires à la mise en œuvre des isochrones variables. Le second traitement doit être réalisé en temps réel après chaque acquisition d'une nouvelle observation de pluie.

Les isochrones constituent un concept adapté aux bassins et aux sous bassins versants. La simplicité apparente de la méthode, se réduisant à un simple produit de convolution une fois les données utiles générées, est attrayante et finalement à l'image de la réponse hydrologique à ces échelles.

En effet, (Sivapalan, 2003) remarque que si l'on observe la réponse hydrologique d'un versant, celle-ci est extrêmement riche en complexité et hétérogénéité caractéristiques des

processus à petites échelles, si on se place à l'échelle du bassin versant alors la réponse hydrologique paraît bien plus simple. Il se pose alors la question du niveau d'hétérogénéités et de complexités locales à considérer dans la représentation du fonctionnement d'un bassin versant.

En ce sens, la méthode des isochrones est un modèle adapté à la vision globale des bassins / sous bassins. Une version trop simplifiée de ce concept nous conduirait à négliger l'influence de certains processus qui semblent pourtant importants dans le cas des crues éclair (distribution spatiale et temporelle de la pluie, relief). C'est pourquoi nous y avons introduit la notion d'isochrones variables et distribuées qui permet d'intégrer un nombre croissant d'hétérogénéités et de complexités locales.

De plus cette démarche ne nécessite pas la connaissance a priori des frontières du bassin versant ou des versants. La procédure mise en œuvre est amenée à les déterminer d'elle-même. On peut aussi en extraire les chemins préférentiels de drainage, correspondant aux affluents principaux, sans les avoir initialement considéré.

III.3.1.2. Modélisation eulérienne de la vitesse de ruissellement

III.3.1.2.1. Conservation de la masse

La résolution porte sur l'équation de conservation de la masse :

$$52)\ \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = P - I$$

avec S : la surface de la section du pixel, x la direction d'écoulement, t : le temps, Q : le débit, P : l'intensité de pluie brute et I : le taux d'infiltration.

Cette équation est résolue selon les hypothèses que le passage d'un pixel au voisin se fait :

- suivant la pente et la direction d'écoulement du pixel définies par la dérivée directionnelle maximale entre les 4 possibles (selon les directions cardinales),
- avec la vitesse de l'onde cinématique évaluée pour le coefficient de Manning du pixel et pour la hauteur d'eau du pixel amont si le flux est entrant, ou pour la hauteur d'eau du pixel considéré si le flux est sortant,
- avec une lame d'eau uniformément répartie sur toute la surface du pixel considéré.

Ensuite, cette équation est résolue par un schéma aux différences finies explicite amont (version initiale (Neveu & Perrot, 2002) codée sur la base du programme lagrangien). Ce schéma numérique introduit de la diffusion numérique et tend ainsi à atténuer l'hydrogramme de crue.

Afin que cette résolution soit opérationnelle en temps réel, il peut devenir nécessaire de dégrader les résolutions des données de façon à générer un nombre de mailles suffisamment petit pour le modèle (même si cette procédure n'est pas systématique).

III.3.1.2.2. Discussion autour de ce choix de modélisation

Hypothèses d'établissement de l'onde cinématique

Revenons sur les hypothèses d'établissement de l'onde cinématique.

La définition de cet élément représentatif d'une réalité hydrologiquement homogène constitue une difficulté dans notre cas, car nous avons représenté le ruissellement par un

écoulement en nappe homogène à l'intérieur du pixel seulement, c'est-à-dire suivant une succession d'écoulements en nappe élémentaires locaux. Ceci n'a pas de répercussion à une échelle globale (le versant) : entre deux écoulements locaux, les rigoles sont considérées par MARINE à travers leur orientation et leur inclinaison.

Cette difficulté a été soulevée par différents auteurs (Chow et al., 1988), (Puech, 2000), (Souchere et al., 2003), (Cerdan et al., 2002), (Gascuel-Odoux et al., 1999), qui indiquent que l'hypothèse d'un écoulement en nappe au-delà d'une dizaine de mètres peut être sujette à controverse. Les ruissellements observés lors de crues sur des versants d'une taille supérieure se présentent plutôt sous la forme de rigoles. En utilisant des mailles de quelques dizaines de mètres, nous ne sommes pas trop éloignés en ordre de grandeur, mais tout de même un peu au dessus de cette limite suggérée par l'observation.

Les mailles que nous utilisons correspondent à une description grillagée, imposée par la technologie de la télédétection. Elles ne correspondent pas aux processus physiques et ne représentent donc pas forcément une homogénéité hydrologique.

Les rigoles existent sur toute une gamme d'échelles, depuis une échelle très fine jusqu'à une macro échelle. Le choix d'une échelle minimale en deçà de laquelle les processus sont homogénéisés est nécessaire. Ce seuil a été dicté par les variabilités apparentes de la description géométrique retenue (MNT) qui ne voit pas les rigoles de petites échelles.

Afin d'être davantage représentative de la physique des processus mis en jeu, elle devrait correspondre à une unité élémentaire hydrologiquement homogène.

Une autre hypothèse d'établissement de l'onde cinématique consiste à négliger l'impact des gouttes de pluie sur la surface ruisselante. Toutefois, des expérimentations sur modèle réduit[15] ont montré que celui-ci provoque une dissipation d'énergie cinétique qui peut se traduire par un accroissement apparent des coefficients de rugosité de 30 à 50%.

Notons aussi qu'un écoulement en régime permanent peut être décrit par une équation en vitesse de la même forme que celle de l'onde cinématique avec un exposant pour la hauteur de la lame d'eau variant avec le nombre de Reynolds de l'écoulement (ASCE, 1996). Ainsi pour un écoulement pleinement turbulent ($Re>770$), l'exposant est de 2/3, il passe à 2 pour un écoulement laminaire ($Re<300$) (Ponce, 1989). En régime non permanent, on considère que l'onde cinématique peut assez bien décrire les écoulements surfaciques pleinement turbulents avec une hypothèse d'uniformité locale. La célérité de l'onde de crue intervient alors, elle se calcule en fonction de la géométrie du profil en travers. Pour une section rectangulaire large, la célérité correspond au 3/5 de la vitesse de Manning. Ainsi s'il s'avérait que le régime n'était pas uniforme, le coefficient de rugosité ainsi que cet exposant en seraient directement affectés[16].

Il apparaît alors que le seul paramètre de l'équation de la vitesse approchée par l'onde cinématique (Manning) devient un coefficient dont la valeur englobera réalité, erreurs et approximations et permettra le calage du modèle.

Incertitudes sur l'onde cinématique et bilan sur l'utilisation de ce modèle

Enfin, imaginons que le modèle retenu décrive parfaitement les écoulements surfaciques des versants, analysons les incertitudes sur les grandeurs, paramètres et résultats

---

[15] Desbordes, M. (1996) Enseignement de l'eau dans la ville ENSEEIHT-INPT

[16] Desbordes, M. (1996) Enseignement de l'eau dans la ville ENSEEIHT-INPT

de l'équation de l'onde cinématique. L'incidence sur le stock d'eau à l'équilibre de ces incertitudes se traduit par [2] :

$$\frac{\Delta D_e}{D_e} \approx 0.6\frac{\Delta Ma}{Ma} + 1.6\frac{\Delta L}{L} + 0.3\frac{\Delta S_0}{S_0} + 0.6\frac{\Delta P_n}{P_n} \quad (53)$$

avec D_e : le stock d'eau à l'équilibre, Ma : le coefficient de Manning, L : la longueur de ruissellement , So : la pente moyenne et P_n : la pluie nette.

Cette formulation est déduite de l'approximation numérique d'une solution résultant de l'intégration précise des équations de base pour une gamme étendue des variables et paramètres de ces équations.

La source d'incertitude la plus grande est donc due à la longueur de ruissellement. Or il s'avère que cette grandeur est probablement la plus difficile à appréhender à nos échelles de modélisation. Viennent ensuite le coefficient de Manning, qui comme nous l'avons vu doit permettre d'intégrer les incertitudes de modélisation et dont la valeur sera sujette à une évaluation expertale et la pluie nette qui là encore est très incertaine à une échelle locale.

Cela revient à dire que l'incertitude sur le stock d'eau disponible pour le ruissellement superficiel à l'équilibre peut être localement très importante. Ainsi, à l'échelle du support du modèle, les grandeurs physiques évaluées par les équations mises en œuvre sont probablement fausses.

Une question sur le changement d'échelle que réalise le modèle se pose à nouveau. Il ne s'agit plus, comme précédemment, de définir le changement d'échelle maximal autorisé par notre modélisation, mais de définir le changement d'échelle minimal que doit franchir notre modélisation afin d'être considérée comme rigoureusement représentative de la physique des processus. Nous ne prétendons pas apporter de réponse à cette nouvelle question dans cette thèse, cependant, nous noterons que plusieurs analyses nous ont conduits à la même réflexion.

Ces remarques ne remettent pas en cause la modélisation du ruissellement telle qu'elle a été présentée ici et qui est bien souvent utilisée ((Liu & Todini, 2002) pour ne citer que ce dernier), toutefois, nous pensons que le modèle que nous avons choisi pour ses origines physiques et rationnelles serait utilisé à meilleur escient s'il était appliqué à un maillage correspondant à des surfaces élémentaires représentatives hydrologiquement homogènes.

D'un autre côté, la résolution locale ici réalisée est une porte ouverte au couplage d'autres processus physiques jusqu'ici négligés ou bien à la mise en cascade de modèles amont, modèles sous-mailles par exemple, qui préciseraient le fonctionnement d'une unité représentative du modèle et relaxeraient ainsi bons nombres d'hypothèses d'établissement de ce modèle.

III.3.2. Modèles d'infiltration de MARINE

De façon générale, l'infiltrabilité d'un sol homogène au cours d'une pluie d'intensité constante peut être représentée par une courbe dont l'allure caractéristique se rapproche d'une loi exponentielle que tous les modèles s'attachent à restituer. Il existe de nombreuses modélisations, plus ou moins complexes, de l'évolution de la capacité d'infiltration du sol lors d'une pluie (pour un aperçu général voir notamment (Hillel, 1974), (Mein, 1973).

Le choix d'un modèle pour notre étude se porte sur la physique du processus d'infiltrabilité conceptualisé, sur des aspects de robustesse et de rapidité du calcul numérique associé ainsi que sur le sens physique des paramètres et la facilité à acquérir leurs valeurs (mesures / bibliographie). Ainsi nous avons retenu 3 modèles : une infiltration temporellement

constante et le concept hortonien, en tant que modèles simplifiés de mise en œuvre aisé et le modèle de Green & Ampt qui présente un compromis intéressant en terme de réalisme et de simplicité.

III.3.2.1. Infiltration à coefficient de ruissellement constant

Nous approcherons l'infiltration par une conceptualisation simple à l'aide du coefficient d'écoulement. Il s'agit du coefficient de ruissellement qui exprime le rapport entre la lame d'eau écoulée et les précipitations reçues pendant le même intervalle de temps. Il varie selon la pente, le type de sol, la couverture du sol et l'humidité antécédente. Il peut varier entre des valeurs de 0,1 sur un sable sous forêt à des valeurs de 0,7 sur un sol limoneux non couvert de végétation (valeurs détaillées dans (Mallants & Feyen, 1990)).

III.3.2.2. Modèle de Horton

Le modèle de Horton (Horton, 1933) est un modèle empirique à 3 paramètres. Il a été présenté par (Horton, 1940) et depuis il a été largement utilisé en hydrologie. Dans cette partie, nous le décrivons puis nous en proposons une modélisation.

La capacité d'infiltration d'un sol f_p est l'intensité maximale de pluie qu'il peut absorber. Au cours d'une averse cette capacité d'infiltration ne demeure pas constante. Elle présente une valeur maximale au début de l'averse f_0 et décroît ensuite assez vite pour tendre asymptotiquement vers une valeur à peu près constante f_c. Horton a montré que la capacité d'infiltration normale d'un sol pouvait être représentée par une équation de la forme :

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c).e^{-\beta.t} \quad \text{54)}$$

avec f_p : capacité d'infiltration d'un sol, f_c : conductivité hydraulique à saturation du sol, f_0 : valeur maximale au début de l'averse de l'infiltration du sol, β : constante positive, t : temps écoulé depuis le début de l'averse.

Lorsque l'intensité de la pluie est inférieure à la capacité normale d'infiltration, le sol absorbe toute l'eau apportée par la pluie et le taux effectif d'infiltration est inférieur à la capacité normale d'infiltration.

Les valeurs de la capacité d'infiltration du sol varient beaucoup d'un sol à l'autre en fonction :

- De la porosité du sol
- De sa teneur initiale en eau
- De l'intensité et de la taille des gouttes de pluie
- De la végétation
- De la saison (température, travail des micro organismes)
- De l'air occlus dans le terrain
- …

Ceci fait pressentir les difficultés que l'on rencontre pour estimer le taux d'infiltration moyen sur un bassin versant complexe.

Les valeurs de ces paramètres peuvent être calées ou extraites de la littérature.

Toutefois, suivant les types de sol et la nature des pluies, cette équation peut présenter le grand défaut de contenir des paramètres dont les valeurs usuelles sont très grandes devant

les intensités de pluie. De fait, la capacité d'infiltration est une fonction du temps, qui va décroître même si les intensités de pluies sont très faibles. Ceci a pour conséquence de sous estimer les capacités d'infiltration du sol.

Pour corriger ce problème, la forme intégrée de l'équation de Horton est utilisée. En intégrant f_p entre la date du début de l'averse et le temps courant, on obtient le volume d'eau infiltré depuis le début de l'averse, à condition que l'intensité de la pluie ait été supérieure ou égale à la capacité normale d'infiltration du sol pendant toute l'averse :

$$F(t) = f_c.t + \frac{f_0 - f_c}{\beta}.(1 - e^{-\beta.t}) \quad 55)$$

avec F(t) : Hauteur d'eau cumulée infiltrée dans le sol depuis le début de l'averse.

Afin de ne pas sur estimer la quantité d'eau réellement infiltrée dans le sol, l'idée est d'introduire un temps équivalent (noté t_{eq}), comptabilisé depuis le début de l'averse tel que : $F(t_{eq}) = F(t)$ réel. Soit

$$F(t) = f_c.t_{eq} + \frac{f_0 - f_c}{\beta}.(1 - e^{-\beta.t_{eq}}) \quad 56)$$

Le temps t_{eq} sera donc inférieur ou égal au temps t.

Dans le cas des crues éclair, les intensités de pluies sont de l'ordre de 10 mm/h au moins. Pour des sols non agricoles, le problème mentionné ci-dessus est moins conséquent, voire inexistant. Gardons à l'esprit que pour les crues faibles ou moyennes, le ruissellement hortonien apparaît sur moins de 10% de la surface totale du bassin (Freeze, 1972).

Bien qu'il s'agisse d'un modèle empirique, Eagleson a montré en 1970 que l'équation de Horton était une solution approchée de celle de Richards utilisée pour représenter les écoulements dans les milieux poreux non saturés dans le cas particulier où :

- La surface du sol est immergé tout au long de l'événement pluvieux i(t) > f(t)
- Le profil vertical d'humidité du sol est initialement homogène
- Le front d'humectation n'atteint pas la zone saturée ou un horizon de plus faible perméabilité au cours de la pluie.

Ces paramètres peuvent être reliés à ceux du modèle de Green & Ampt (Morel-Seytoux, 1988), (Morel-Seytoux, 1989). Cependant, il s'agit d'un modèle d'évolution du taux d'infiltration à l'échelle de la parcelle, ses paramètres peuvent perdre leur sens physique lorsqu'ils sont utilisés à l'échelle du bassin versant (hétérogénéité spatiale des écoulements, processus hortonien non nécessairement le principal processus de genèse des écoulements).

La programmation du concept de Horton réalisée dans MARINE, par un schéma explicite en temps amont, est détaillée en annexe2.

La programmation eulérienne considère que l'eau peut s'infiltrer à n'importe quel moment de son transfert alors que la programmation lagrangienne ne laisse s'infiltrer l'eau qu'au moment de son impact sur le sol. Dans le cas de crue éclair, la différence entre ces deux approches sur la courbe de montée de crue n'excède pas 10%. Elle devient non négligeable dans le cas où l'on traite du transfert de polluants ou de la phase de récession d'hydrogramme (Moore & Foster, 1990), (Carluer, 1998).

III.3.2.3. Modèle de Green & Ampt

L’expression de Green & Ampt repose sur l’équation de Darcy. Cette dernière précise que :

$$v = K_s.\frac{dH}{dZ} \qquad 57)$$

avec : v = la vitesse de l’écoulement dans un milieu poreux entre deux points (mm/h), K_s = la conductivité hydraulique effective du sol (mm/h), dH/dZ = le gradient hydraulique.

Green et Ampt schématisent le sol façon suivante :

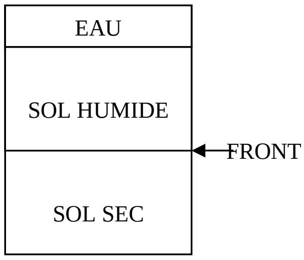


Fig 93.: Schématisation du sol selon Green & Ampt

La couche supérieure représente la flaque qui se forme en surface au bout d’un temps tp (time ponding). Pendant tout l’événement, cette hauteur d’eau est supposée rester constante et négligeable par rapport aux autres charges mises en jeu dans la colonne de sol.

L’eau est supposée s’infiltrer dans la colonne de sol suivant un écoulement de piston. Ceci a pour effet de définir un front d’humectation (wetting front) abrupt et horizontal (hypothèse validée par ESTEVES *et al.*, 2000). Ce front sépare un profil de sol entièrement saturé du sol non encore mouillé. Il se déplace sous l’effet double d’une force de succion capillaire effective et de la gravité, à une vitesse donnée et calculable.

Une hypothèse du modèle est donc d’assimiler les forces capillaires agissant au niveau du front d’humectation (pourtant diffus dans l’espace) à une valeur effective constante.

Ainsi la première étape du modèle consiste en la formation d’une flaque à la surface du sol sous l’effet de la pluie incidente. Au cours de cette phase, la valeur de la capacité d’infiltration est égale à la valeur de l’intensité de la pluie (i_p). Cette étape dure $t_{p,}$, durée qui peut être évaluée par la formule suivante ((Mein, 1973), (Maidment, 1993)) :

$$t_p = \frac{1}{i_p}.\frac{S_f.(\Phi-\theta_i)}{\frac{i_p}{K}-1} \qquad 58)$$

avec : t_p = ponding time (h), K = conductivité hydraulique effective (mm/h), S_f = la succion effective au front d’humectation (mm), Φ = porosité du sol, Θi = humidité initiale, i_p = intensité de la pluie (mm/h).

Pour nos études, ce temps sera toujours inférieur au pas de temps de nos modélisations (quelques minutes tout au plus) à cause des fortes intensités de pluie qui s’abattent sur le sol dès le début de l’événement. Nous négligerons cette étape dans le calcul après vérification systématique.

Une fois cette flaque formée, la hauteur d’eau présente à la surface du sol reste constante pendant tout l’événement, l’équation de Green & Ampt se met sous la forme :

$$f_p = K.\left[1 + \frac{(\Phi - \theta_i).S_f}{F}\right] \quad 59)$$

avec : f_p = capacité d'infiltration (mm/h), K = conductivité hydraulique effective (mm/h), F = hauteur d'eau cumulée infiltrée (mm), S_f = la succion effective au front d'humectation (mm), Φ = porosité du sol, Θi = humidité initiale.

Cette équation possède trois paramètres : la conductivité hydraulique effective (K), la succion effective au front d'humectation (S_f) et la porosité du sol (Φ). Ainsi qu'une condition initiale : l'humidité initiale du sol (Θi).

Analysons chacun des trois paramètres du modèle afin de mieux comprendre l'influence de chacun sur le modèle.

- La conductivité hydraulique effective rend compte des forces de gravité. Pour un sol donné, la valeur de la conductivité hydraulique à saturation donne immédiatement une idée de la perméabilité et est habituellement utilisée comme critère pour établir un classement.
- La porosité est directement déterminée par la valeur de l'humidité à saturation du sol. Sa détermination est importante car elle agit sur la profondeur du front d'humectation pour un volume d'infiltration donné, et par conséquent modifie la valeur du gradient de charge hydraulique. Ainsi, une augmentation de la valeur de l'humidité à saturation du sol accroît la capacité d'infiltration du sol.
- La succion effective au front d'humectation détermine la valeur du gradient de charge hydraulique de l'équation de Darcy. Il s'agit d'une valeur effective puisque le front d'humectation n'est pas parfaitement défini à un instant donné, mais s'étale sur une certaine épaisseur de sol. Plus la valeur de cette pression est élevée et plus le sol a une grande capacité d'infiltration.

Nous avons opté pour le modèle de Green & Ampt qui présente un compromis intéressant en terme de réalisme et de simplicité parmi les modèles d'infiltration à base physique existant. Retenons, que ce modèle est une approximation de la réalité qui peut fournir des résultats satisfaisants sous certaines hypothèses. Une des principales hypothèses étant que l'on reste dans les premiers centimètres du sol, où la saturation se fait plus vite et donc où la conductivité hydraulique est proche de la conductivité hydraulique à saturation (Mein, 1973). Nous avons initialement fait l'hypothèse que la genèse des crues éclair pouvait être simulée par des processus superficiels. La moins bonne validité du modèle d'infiltration dans les couches profondes du sol est donc de moindre importance dans ce cas particulier.

La programmation du modèle de Green & Ampt réalisée dans MARINE, par un schéma explicite amont, est détaillée en annexe2 *(travail réalisé en collaboration avec William Castaings dans le cadre de nos travaux de thèse respectifs).*

Comme précédemment, la programmation eulérienne considère que l'eau peut s'infiltrer à n'importe quel moment de son transfert alors que la programmation lagrangienne ne laisse s'infiltrer l'eau qu'au moment de son impact sur le sol. Dans le cas de crue éclair, la différence entre ces deux approches sur la courbe de montée de crue n'excède pas 10% (Moore & Foster, 1990), (Carluer, 1998).

III.3.3. Modèles de propagation dans les rivières de MARINE : MAGE1D (CEMAGREF) ou TELEMAC2D (EDF)

Les écoulements à surface libre sont généralement divisés en deux grandes familles. La première est l'étude des plans d'eau de grandes dimensions (lac, mer, réservoir…). La seconde grande classe concerne les écoulements qui possèdent une direction privilégiée suivant laquelle la section de passage du fluide varie soit progressivement (rivières, canal découvert…), soit brusquement (ouvrage hydraulique, ressaut…) dans l'espace en raison des conditions aux limites (proximité d'ouvrages) et dans le temps en raison des conditions initiales (fermeture ou ouverture de vannes …).

Les écoulements étudiés sont essentiellement turbulents et les conditions aux limites sur la section de passage prépondérantes. Ils sont généralement cisaillés et pleinement développés.

Cependant la diversité des conditions aux frontières et leur méconnaissance (milieu naturel) rend illusoire toute tentative de résolution locale et instantanée des équations de conservation. On est alors conduit à simplifier l'écriture des équations de conservation en introduisant d'une part un processus de filtrage temporel au sens de la turbulence, tout en conservant les échelles de temps des phénomènes instationnaires, et d'autre part un processus de moyenne spatiale sur une section droite de l'écoulement.

Cette approche est justifiée dans la mesure où les écoulements restent quasi parallèles à une direction principale et par le fait qu'en écoulement turbulent les gradients des grandeurs moyennes sont faibles, les forts gradients étant confinés près des parois.

Le processus de filtrage temporel et spatial engendre une perte d'information locale dans chaque section et introduit des termes supplémentaires qu'il est nécessaire de modéliser. On a alors recours à des hypothèses simplificatrices et à des lois phénoménologiques sur les frontières[17].

Dans MARINE, nous avons opté pour la résolution des équations de Saint Venant en 1D, lorsqu'il s'agit de simulations en temps réel ou bien lorsque les données décrivant la rivière ne sont pas assez précises.

Les équations de Saint Venant ont été établies dans un premier temps pour les écoulements unidimensionnels. On suppose alors que l'écoulement se fait dans une direction privilégiée x et que ses caractéristiques peuvent être correctement approchées par leurs valeurs moyennes dans une section droite orthogonale à x. Le fluide est incompressible et la densité constante pour l'écoulement. Les variables sont le débit Q et la section mouillée S (ou la vitesse U, vitesse moyenne débitante vérifiant Q=US), le tirant d'eau H (ou la côte de la surface libre z). Toutes ces variables dépendent uniquement de l'espace et du temps.

- Equation de continuité

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (60)$$

- Equation de conservation de quantité de mouvement

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial (Q^2/S)}{\partial x} + gS\frac{\partial H}{\partial x} = gS(I - J) + kq\frac{Q}{S} \quad (61)$$

avec S : la section mouillée (aire de la section transversale occupée par le fluide), Q : le débit volumique (=U.S où U est la vitesse moyenne dans la section), q : débit des apports latéraux, H : la hauteur d'eau, I : la pente du fond, J : la perte de charge (pente de la ligne

[17] Suzanne, C. (1997) Introduction du cours d'hydraulique ENSEEIHT-INPT.

d'énergie), k : un coefficient traduisant le sens des apports latéraux (compris entre 0 et 1), x : direction principale de l'écoulement et t : le temps.

- Condition limite amont et aval
- Condition initiale

Ainsi la première équation traduit l'équation de continuité. Les apports latéraux qui apparaissent représentent les sorties du module hydrologique de MARINE.

La seconde équation traduit la conservation de la quantité de mouvement, on y retrouve dans les termes de gauche : les variations temporelle et spatiale de la quantité de mouvement et les forces de pression (hypothèse de répartition hydrostatique de la pression), et dans les termes de droite : la variation de quantité de mouvement due aux apports latéraux, le frottement à la paroi (J) et les forces volumiques.

On note que la valeur k=0 suppose que le débit latéral soit orthogonal à la direction de l'écoulement global, de façon à ne pas apporter de quantité de mouvement, alors que k=1 signifie que le débit latéral apporte avec lui sa quantité de mouvement avec une vitesse égale à celle de l'écoulement. Ainsi lorsque que le débit latéral est sortant, la vitesse de sortie sera égale à la vitesse de sortie de l'écoulement, donc cela correspondra à k=1, et lorsque que le débit latéral est entrant, la vitesse en projection sur l'axe de l'écoulement sera nulle, ce qui correspondra à k=0.

Pour fermer ce système, il faut exprimer le débit en fonction de la hauteur d'eau, c'est-à-dire donner explicitement l'expression de J : c'est la loi de pertes de charge. Il existe plusieurs relations décrivant cette loi. Dans notre étude nous avons choisi d'utiliser la relation de Manning-Strickler :

$$J = \frac{Q^2}{K_S^{\ 2}.S^2.R_H^{\ 4/3}} \qquad \text{avec } C_H=K_S.R_H^{1/6} \tag{62}$$

K_S est le coefficient de Strickler et C_H représente le coefficient de Chézy

La plupart des simulations réalisées en 1D le sont avec le logiciel MAGE1D du CEMAGREF de Lyon (Guiraud &al. 1997).

Toutefois une résolution 2D pourra être envisagée lorsque les besoins de l'étude le justifieront et les données le permettront. Cette étape de simulation sera alors réalisée par Marie Madeleine Maubourguet et Jacques Chorda, chercheurs dans l'équipe Hydrologie de Surface du groupe HYDRE de l'IMFT, à l'aide du logiciel TELEMAC2D.

III.4. Conclusion du Chapitre III : La structure modulaire de MARINE

MARINE est un modèle pluie - débit traitant des données issues de l'imagerie satellitale et des pluies issues du radar météorologique conçu pour simuler la genèse et la propagation de crues éclair et adapté aux contraintes de prévision en temps réel.

Ce modèle réalise une agrégation de cette relation depuis une échelle d'entrée, dictée par les moyens d'observations, la variabilité naturelle des processus modélisés et la sensibilité du code par rapport à ses hétérogénéités spatiales, vers une échelle de sortie imposée par les objectifs de la modélisation. Entre ces deux dimensions, deux modèles numériques ont dû être mis en cascade de façon à franchir ce saut d'échelles.

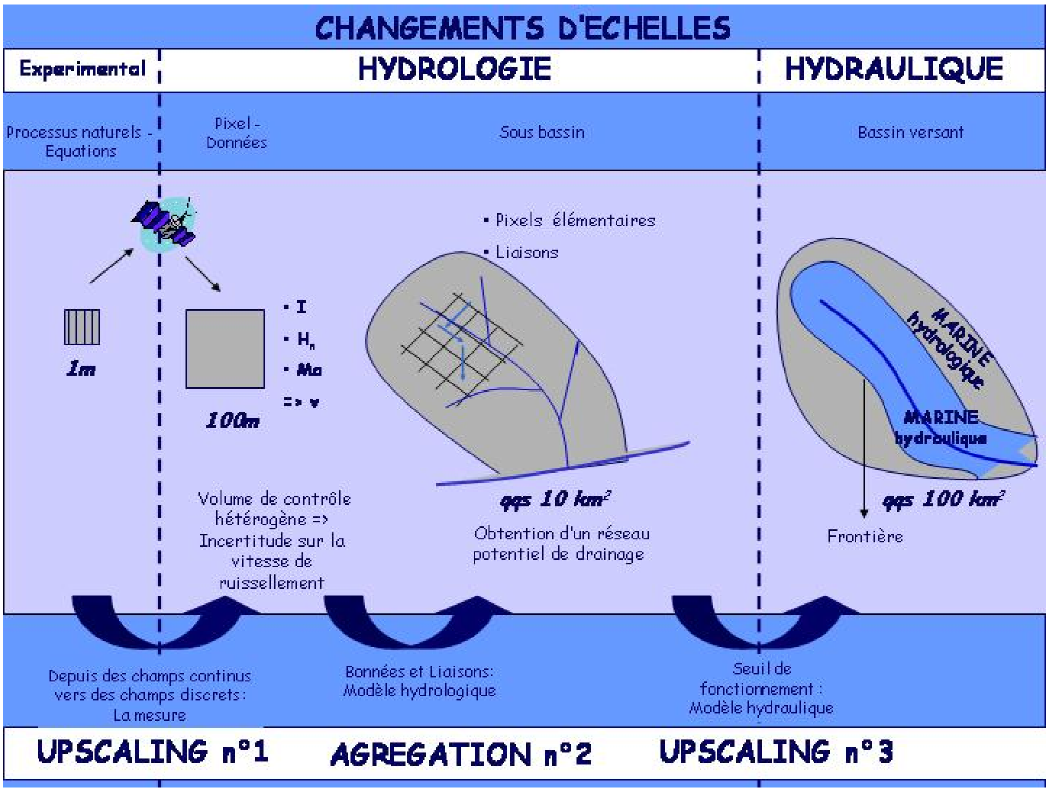


Fig 94.: Schéma de changement d'échelle depuis l'échelle des processus naturels vers celle du bassin versant

Ainsi, la procédure agrégative de la relation pluie-débit, basée sur la validité de l'approximation de l'onde cinématique, ne peut franchir qu'un nombre limité de niveaux d'organisation du paysage. Un dernier changement d'échelle est donc réalisé par la mise en cascade d'un modèle hydraulique caractéristique des écoulements dans les cours d'eau.

La frontière entre les deux domaines mentionnés ici est justifiée et détaillée par le domaine de validité des équations décrivant le processus dominant.

La structuration de MARINE se présente sous la forme suivante :

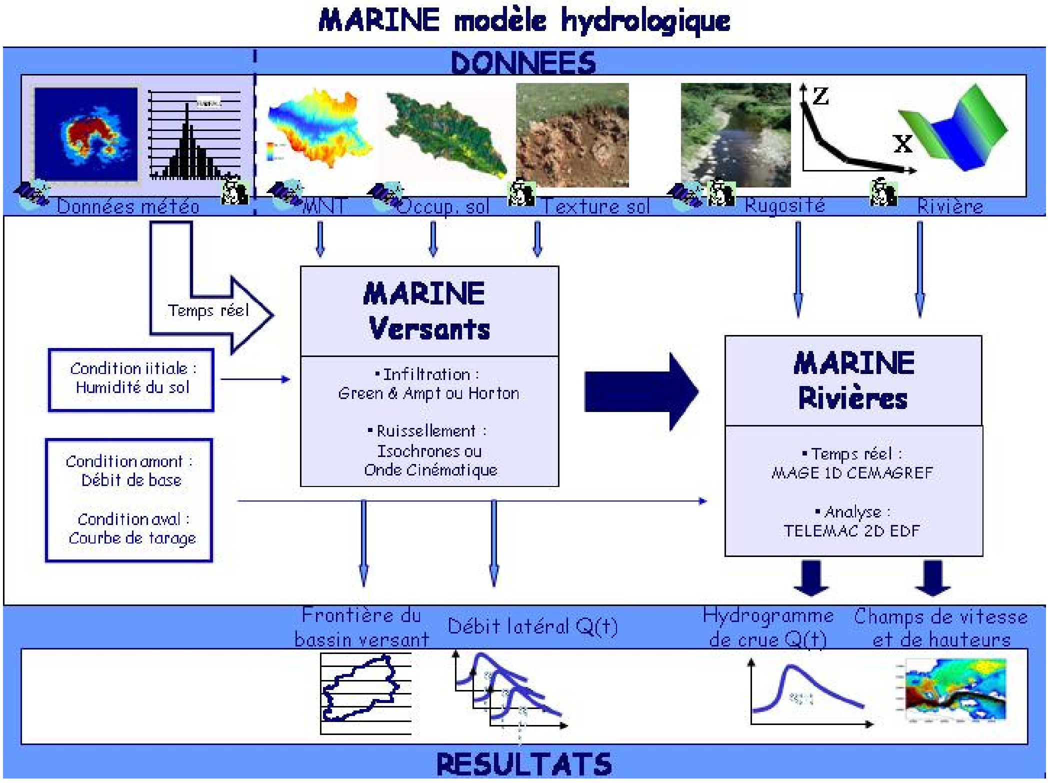


Fig 95.: Synoptique de MARINE

Pour chaque module de MARINE, il existe plusieurs possibilités de résolution.

Le module de ruissellement sur les versants est composé d'une fonction de production et d'une fonction de transfert de l'eau sur le versant.

La fonction de production est définie par :

- soit une infiltration constante
- soit le concept de Horton
- soit le modèle de Green & Ampt

La fonction de transfert est définie par :

- soit par le concept des isochrones variables
- soit par une résolution locale de l'équation de continuité

Ces deux méthodes étant basées sur l'approximation de l'onde cinématique.

Chaque méthode présente des avantages, des inconvénients et des hypothèses d'établissement propres, caractéristiques du concept particulier qu'elle modélise. Toutes les méthodes ont été ainsi élaborées pour être complémentaires.

Ainsi les modèles d'infiltration proposés sont représentatifs d'un fonctionnement du sol par refus d'infiltration. Plus le modèle est complexe et plus il est coûteux en temps de calcul et en paramètres de calage, bien que celui-ci gagne en sens physique.

On retiendra aussi que le concept des isochrones variables (appelée aussi méthode lagrangienne) est adapté à l'échelle du versant, elle présente des temps de calcul courts et elle autorise de nombreuses variantes dans les hypothèses de calcul ; alors que l'approche eulérienne, locale, se focalise sur la surface élémentaire représentative du modèle et, de fait, peut plus facilement être couplée à de nouveaux processus.

	Méthode lagrangienne	**Méthode eulérienne**
Principe	Dans le cas où l'on observe une cascade d'eau, le suivi lagrangien consiste à suivre chaque goutte d'eau constituant la cascade le long de son parcours, et ainsi de suite avec toutes les gouttes d'eau constituant la cascade de façon à connaître l'état de la cascade dans son intégralité.	Dans le cas où l'on observe une cascade d'eau, le suivi eulérien consiste à observer les flux d'entrée et de sortie de la cascade à travers une fenêtre (volume) d'observation. Cette observation se fait durant toute la durée de l'écoulement.
Traitement suivi dans MARINE	Prédétermination des chemins potentiels de drainage pour tous les pixels du domaine (point d'impact de la pluie, point d'arrivée dans la rivière principale, temps de parcours). Puis détermination des hydrogrammes de crues par produit de convolution avec la pluie distribuée (calcul temps réel).	Bilans de masse horizontaux et verticaux pour chaque pixel.
Avantages et inconvénients	• Découpage de la méthode de ruissellement en deux temps : pré traitement (définition des chemins potentiels de drainage) et résolution (convolution) indispensable au fonctionnement temps réel. • Possibilité de tester l'importance et les conséquences d'hypothèses hydrologiques classiquement faites. • Intégration d'autres processus hydrologiques délicate par rapport aux contraintes temps réel.	• Possibilité de complexifier les processus hydrologiques aisément. • Dégradation des échelles de travail suivant les cas au détriment de la qualité suivant les échelles de sortie. • Méthode de programmation classique en hydrologie.

IV. Chapitre IV : Mise en œuvre de MARINE et intégration d'imagerie satellitaire

Résumé du Chapitre IV

Cette partie expose différents tests de sensibilité ainsi que quelques-unes des utilisations de MARINE.

Les tests de validation et les procédures de calage ne peuvent être ceux habituellement réalisés sur des modèles numériques hydrologiques classiques, puisque les crues éclair se caractérisent le plus souvent par leur manque chronique d'observations et de mesures. Ainsi, le calage effectué n'est pas supposé être le calage optimal, mais un calage réalisable a priori, c'est à dire avant l'événement lui-même, et fournissant une représentation de l'hydrogramme de crue adaptée aux objectifs de la prévision opérationnelle. Il s'agit donc de prédétermination des paramètres physiques du modèle plutôt que de calage du modèle. La validation est envisagée à travers des modélisations de différentes crues éclair tout au long de cette partie. Nous avons toutefois conscience du manque de tests de validation du code à ce jour, les difficultés liées à la reconstitution des chroniques pluie-débit de crues éclair en étant la cause principale. Une attention toute particulière est accordée aux tests de sensibilité.

L'intégration d'imagerie satellitale est présentée dans cette partie, elle concerne différents champs de données d'entrée. Une analyse plus en détail de la sensibilité de MARINE à plusieurs MNT, en termes de résolution horizontale (comparaison de plusieurs MNT de même nature mais de tailles de pixel différentes) et de précision verticale (comparaison MNT IGN et MNT SPOT4 de même résolution horizontale) est réalisée.

Enfin des possibilités d'extension du code, par rapport à son utilisation initiale telles qu'une analyse bidimensionnelle d'un champ d'inondation ou bien une application à des crues moins violentes et mieux observées, sont envisagés ici et démontrent un intérêt supplémentaire à la mise en œuvre de MARINE.

IV.1. Prédétermination des paramètres de MARINE

Le calage de MARINE suppose l'affectation de valeurs aux paramètres de chacun des modèles constituant le code. Les modèles ayant été retenus pour leur caractère physique, les valeurs de leurs paramètres sont le plus souvent tabulées et correspondent plus ou moins à des propriétés intrinsèques du milieu.

Dans cette partie, nous analyserons le calage de chacun des modules de MARINE. Bien sûr il ne s'agit pas de mettre au point une méthodologie du calage optimal, qui ne pourrait se faire qu'avec une quantité suffisante d'observations et de mesures de bonne qualité, mais de fournir une estimation a priori des ordres de grandeur de chacun des paramètres de MARINE.

IV.1.1. Calage des modèles de ruissellement – coefficient de Manning

Dans cette équation le coefficient de Manning doit être évalué pour chaque pixel du bassin. Pour cela, il a été établi un lien entre ce paramètre et l'occupation du sol et sa végétation. Ci-dessous sont répertoriées différentes tables de valeurs pour des plaines inondables trouvées dans la littérature.

Type de sol	Ma
Revêtement de béton	0.012
Sol recouvert de graviers et bords en durs	0.020-0.033
Prairie	0.035
Champ cultivé	0.040
Broussailles clairsemées	0.050
Broussailles denses	0.070
Bois dense	0.100

Tab 23 Tableau extrait de (Chow, 1959)

Type de sol	Ma
Argile	0.03
Sol en jachère	0.05
Végétation épars	0.05-0.13
Sol cultivé (< 20%)	0.06
Sol cultivé (> 20%)	0.17
Prairie	0.10-0.20
Gazon clairsemé	0.20
Mottes d'herbe	0.20-0.50
Gazon dense	0.24-0.35
Pâturage	0.30-0.40
« Bermuda »	0.43

Tab 24 : Sources : (Crawford & Linsley, 1966) et (USDA, 1986), cités dans le (ASCE, 1996)

Face aux différences constatées entre deux sources différentes, il semble difficile de conclure vers une table de correspondance précise et unique. Nous réaliserons quelques tests de sensibilité et de calage pour trancher au cas par cas.

Le coefficient de Manning est utilisé dans le concept des isochrones variables à travers la même équation de vitesse que pour l'onde cinématique. Dans les deux cas, nous utilisons donc les mêmes tables de Manning.

Le passage entre les cartes tirées d'images satellitales renseignant sur la couverture végétale et l'occupation des sols et le type d'occupation du sol directement relié au coefficient de Manning a été mis au point conjointement avec la société SCOT.

L'observation satellitale nous fournit une information sur les signatures spectrales des différents types d'occupation des sols. L'image obtenue présente une résolution variable selon le satellite utilisé. Le tableau présenté ci-dessous donne une indication des différentes caractéristiques des images fournies par les satellites qui étaient disponibles pour nos différentes études (SPOT5 par exemple n'était alors pas disponible).

	IKONOS	IRS	SPOT4	LANDSAT	*SPOT végétation*	Utilisations principales
Multispectrale (MS)	4 m	25 m	20 m	30 m	*1 Km*	Cartes d'occupation des sols (végétation…)
Panchromatique (P)	1 m	5 m	10 m	15 m	-	Interprétation précise pour l'urbain et les photos
Étendue	11*11 Km²	140*140 Km² 70*70 Km² en panchromatique	60*60 Km²	185*185 Km²	*Tous les jours, toute la France*	-
Applications	*P* Semblable à une photo aérienne (routes, rivières, maisons, fossés…)	*P* Semblable à une photo aérienne (routes, rivières, maisons, fossés…)	*MS* Végétation, eau, ville, … -> couche de cartes d'occupation des sols	*MS* Végétation, eau, ville, … -> couche de cartes d'occupation des sols	*Évolution de l'indice de végétation*	Mélange des 2 images: pseudo couleur et pseudo précision

Fig 96.: Tableau indicatif des caractéristiques des images disponibles à la date de l'étude

Les images utilisées sont en général composées par deux images différentes : une image en mode panchromatique qui fournit la précision et une image en mode multispectral qui fournit la couleur. Nous parlerons d'images *« en pseudo couleurs et en pseudo précision »*.

La description de l'occupation du sol obtenue par ces images est intéressante car :

- elle est adaptée à la taille du bassin (zone couverte de plusieurs centaines de km^2),
- elle traduit l'hétérogénéité de l'occupation du sol à l'échelle du bassin (parcelles, villages, forêts…),
- sa résolution correspond à celle d'autres types de données satellitales (MNT),
- elle peut être acquise en n'importe quel endroit et à différentes dates, rendant ainsi compte des effets de la saisonnalité ou de l'anthropisation.

Toutefois, à l'intérieur d'un même pixel, l'occupation du sol est elle-même hétérogène. Ce mode de représentation ne donne pas accès à cette hétérogénéité directement à

moins d'envisager un couplage avec des images très haute résolution (difficiles à acquérir, coûteuses et nécessitant des traitements poussés afin d'être intégrées dans un modèle hydrologique).

Une fois l'image acquise, différents traitements doivent être réalisés. La première partie de ces traitements est réalisée par la société SCOT. Prenons l'exemple d'une image LANDSAT TM du 20/11/99 utilisée pour modéliser la crue de novembre 1999 pour l'Aude, le Thoré et l'Orbieu. SCOT effectue un premier traitement de cette image qui consiste en une classification non supervisée à l'aide du logiciel Arkémie en 25 classes radiométriques. Ces classes sont ensuite regroupées en 13 classes thématiques. Parmi les thèmes représentés, on trouve : eau, bois, bois et garrigues, garrigues et autres, prairies et pelouses… (cf. figure ci-dessous). Ces thèmes sont interprétés à partir de quelques connaissances de la végétation de la région ou de comparaisons avec des signatures spectrales sur d'autres sites. Ils diffèrent donc suivant les régions.

Notre travail consiste ensuite en un ré-échantillonnage de cette carte par rapport à la taille du pixel du MNT à l'aide du logiciel IMAGINE. Les classes thématiques ré-échantillonées sont ensuite regroupées en classes « de comportements hydrologiques supposés semblables » (de façon à se rattacher aux différentes classes des tables des coefficients de Manning). Nous obtenons ainsi la carte d'occupation des sols qui est utilisée par MARINE.

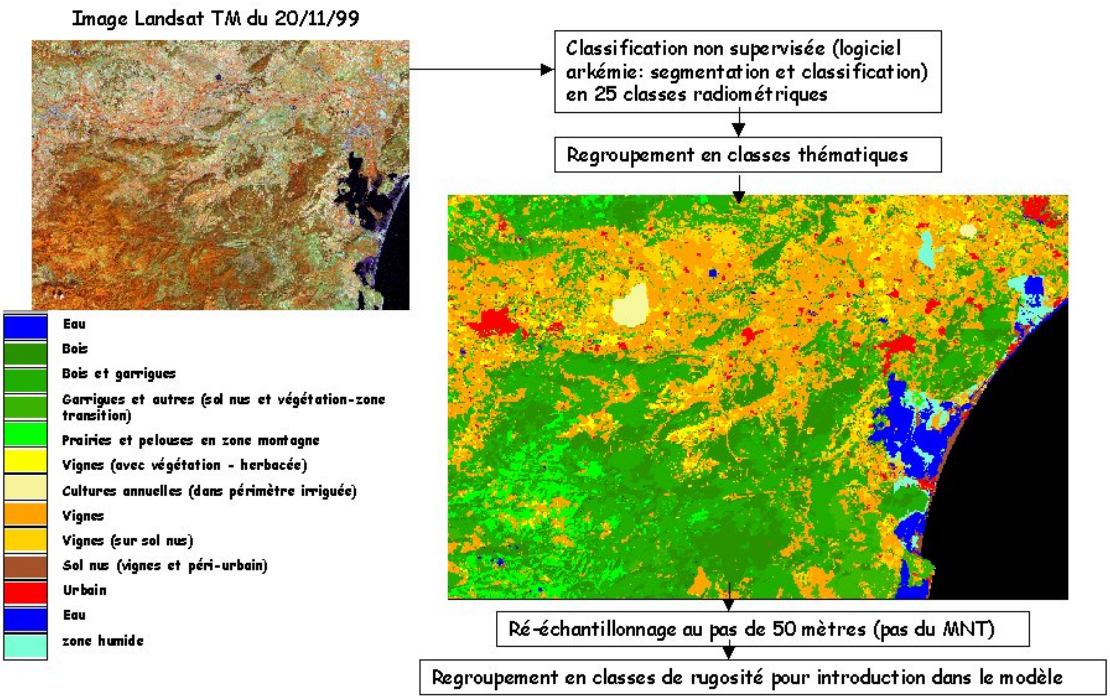


Fig 97.: Exemple de l'établissement d'une carte d'occupation des sols pour l'Aude

Comme nous l'avons vu précédemment, nous avons opté pour deux conceptualisations différentes du ruissellement de surface se basant toutes deux sur la vitesse de ruissellement surfacique de l'eau sur les versants suivante :

$$63)\ |U| = \frac{h_n^{2/3}}{Ma}.\sqrt{|pente|}$$

Nous avons noté que le coefficient de Manning englobait erreurs et incertitudes liées à la modélisation, sa valeur devant alors être ajustée à partir d'une valeur intrinsèque. Le calage classe à classe alors nécessaire mettrait en oeuvre des procédures de calcul extrêmement complexes ne faisant pas l'objet de cette étude. Afin de conserver la dynamique introduite par les différentes classes d'occupation du sol, tout en autorisant un éventuel ajustement des coefficients, nous remplaçons le coefficient de Manning de l'équation ci-dessus par Ma * R. Où Ma est le coefficient de Manning tabulé tel que nous l'avons vu et R un coefficient d'ajustement qui pourra prendre des valeurs différentes de 1, si les observations le permettent et les besoins de l'étude le justifient.

La répartition en classes diffèrera avec le lieu, seules les classes dominantes seront prises en compte et face aux incertitudes sur l'attribution même du coefficient de Manning tabulé, nous nous contenterons de 5 classes différentes (de type : eau, urbain, prairie, vignes, garrigues et bois par exemple pour l'Orbieu).

IV.1.2. Calage des modèles d'infiltration (MARINE versant)

IV.1.2.1. Coefficient de ruissellement constant

Le tableau suivant donne quelques valeurs de ce coefficient d'écoulement. On comprend ainsi que l'utilisation du sol dans un bassin influence énormément le comportement hydrologique. Le passage d'un type de culture à un autre peut modifier considérablement les contraintes en termes d'aménagement et d'hydraulique, et augmenter les risques d'inondation en aval.

SOL	Pente %	Sable	Loam sableux	Limon	Limon argilo-sableux	Limon argileux	Argile limoneuse	Argile	Imperméable
Forêt	<0,5	0,03	0,10	0,20	0,23	0,30	0,37	0,40	1,0
Forêt	0,5-5	0,12	0,15	0,22	0,25	0,32	0,40	0,45	1,0
Forêt	5-10	0,23	0,25	0,27	0,29	0,35	0,44	0,50	1,0
Forêt	>10	0,28	0,30	0,40	0,43	0,50	0,57	0,60	1,0
Herbe	<0,5	0,03	0,10	0,20	0,23	0,30	0,37	0,40	1,0
Herbe	0,5-5	0,07	0,12	0,21	0,24	0,32	0,40	0,45	1,0
Herbe	5-10	0,15	0,16	0,23	0,27	0,36	0,48	0,55	1,0
Herbe	>10	0,20	0,22	0,29	0,33	0,42	0,53	0,60	1,0
Cultures	<0,5	0,23	0.30	0,40	0,43	0,50	0,57	0,60	1,0
Cultures	0,5-5	0,27	0,34	0,44	0,47	0,54	0,61	0,64	1,0
Cultures	5-10	0,33	0,40	0,50	0,53	0,60	0,67	0,70	1,0
Cultures	>10	0,45	0,52	0,62	0,65	0,72	0,79	0,82	1,0
Sol nu	<0,5	0,33	0,40	0,50	0,53	0,60	0,67	0,70	1,0
Sol nu	0,5-5	0,37	0,44	0,54	0,57	0,64	0,71	0,74	1,0
Sol nu	5-10	0,43	0,50	0,60	0,63	0,70	0,77	0,80	1,0
Sol nu	>10	0,55	0,62	0,72	0,75	0,82	0,89	0,92	1,0

Tab 25 Coefficients de ruissellement pour différentes conditions géographiques (d'après (Mallants & Feyen, 1990) tableau simplifié)

IV.1.2.2. Concept hortonien de l'infiltration

Les paramètres du modèle d'infiltration hortonien dépendent des caractéristiques physiques du sol (porosité), de sa teneur en eau, de sa couverture végétale, de la dimension

des gouttes de pluie, de la température… Ils peuvent être mesurés en laboratoire, in situ ou issus de la littérature. Nous avons retenu les paramètres tabulés proposés par (Maidment, 1993).

Soil and cover complex	f_0 (mm/h) conductivité initiale	f_c (mm/h) conductivité finale	β (1/min) taux de décroissance
Standard agricultural (bare)	280	6 – 220	1.6
Standard agricultural (turfed)	900	20 – 290	0.8
Peat	325	2 – 29	1.8
Fine sandy clay (bare)	210	2 – 25	2.0
Fine sandy clay (turfed)	670	10 - 30	1.4

Tab 26 Exemple de valeurs pour ces paramètres - Tableau extrait de (Maidment, 1993)

Ce modèle nécessite donc la connaissance de 3 paramètres plus ou moins physiques.

Paramètres du modèle de Horton	A caler pour tous les événements d'un même bassin	A caler pour chaque événement
f_c	X	
f_0		X (condition initiale)
β	X	

Tab 27 Paramètres de Horton

Nous avons comparé la valeur du terme en exponentielle : $(f_o - f_c) * e^{(-\beta.t)}$ à celle de fc. La somme des deux donnant la valeur de la vitesse d'infiltration du sol.

Nous constatons que dès le premier pas de temps (le quart d'heure) la valeur du terme en exponentielle devient négligeable par rapport à celle de la conductivité hydraulique à saturation. Ainsi, les variations de la conductivité hydraulique en début d'événement n'ont qu'une influence très faible sur les hydrogrammes de crue simulés.

Comparons ces valeurs de calage à celles recommandées par (CANOE, 1999).

Type de sol	Capacité limite d'infiltration
Terres sableuses	15 à 25 mm/h
Terres lourdes	3 à 15 mm/h
Terres très argileuses	3 mm/h

Tab 28 Valeurs du paramètre fc de Horton selon (CANOE, 1999).

Les valeurs de β varient entre 0.05 et 0.1 min-1, elles sont donc globalement plus faibles que les précédentes et de fait, elles vont influencer la valeur de l'infiltrabilité du sol plus longtemps (de l'ordre de l'heure).

Les valeurs de fo (en début d'événement) varient entre fc et 4*fc suivant l'état hydrique du sol (saturé ou sec). Cet ordre de grandeur est proposé par le modèle de Holtan (Holtan, 1961).

L’influence de la valeur initiale de la conductivité hydraulique du sol se fait ressentir sur plusieurs pas de temps (soit plus d’une heure après le début de la pluie). Cette durée est essentiellement contrôlée par la valeur du paramètre β.

IV.1.2.3. Modèle d’infiltration de Green & Ampt

Les valeurs de ces paramètres se trouvent dans la littérature. Ci-dessous est présenté le tableau de valeurs fournies dans (Maidment, 1993) :

Texture du sol	Porosité	La succion au front d’humectation (mm)	Conductivité hydraulique à saturation (mm/h)
Sand	0.437 (0.374-0.500)	49.5 (9.7-253.6)	235.6
Loamy sand	0.437 (0.363-0.506)	61.3 (13.5-279.4)	59.8
Sandy loam	0.453 (0.351-0.555)	110.1 (26.7—454.7)	21.8
Loam	0.463 (0.375-0.551)	88.9 (13.3-593.8)	13.2
Silt loam	0.501 (0.420-0.582)	166.8 (29.2-953.9)	6.8
Sandy clay loam	0.398 (0.332-0.464)	218.5 (44.2-1080.0)	3.0
Clay loam	0.464 (0.409-0.519)	208.8 (47.9-911.0)	2.0
Silty clay loam	0.471 (0.418-0.524)	273.0 (56.7-1315.0)	2.0
Sandy clay	0.430 (0.370-0.490)	239.0 (40.8-1402.0)	1.2
Silty clay	0.479 (0.425-0.533)	292.2 (61.3-1394.0)	1.0
Clay	0.475 (0.427-0.523)	316.3 (63.9-1565.0)	0.6

Tab 29 Paramètres de Green et Ampt Tableau extrait de (Maidment, 1993)

Derrière chacune de ces valeurs se cache une fonction de pédo-transfert. L’ensemble des mesures de la texture du sol d’une part et de la perméabilité d’autre part fournit des relations très empiriques. Cette table n’en est pas moins un outil précieux, puisque lorsque l’on connaît la texture du sol, elle nous fournit directement une idée d’un jeu de paramètres optimisés pour modéliser l’infiltration selon Green & Ampt. Toute la difficulté réside alors dans l’estimation précise du paramètre donné, comme par exemple l’évaluation de la succion au sein de plages de valeurs très larges.

Un problème analogue se pose pour déterminer la valeur de la conductivité hydraulique efficace à partir de celle de la conductivité hydraulique à saturation. En fait, le sol se sature plus vite dans les premiers centimètres de sol. Cette première couche de sol présente donc une conductivité hydraulique efficace proche de la conductivité hydraulique à saturation. La prise en compte de la conductivité hydraulique efficace, nous conduirait à introduire de nouvelles lois fonctions de l’humidité de la colonne de sol (donc variable au cours de l’événement) et ajoutant ainsi quelques paramètres (texture du sol, végétation, macropores…) dont les données nécessaires à leur calage ne sont pas disponibles.

(Maidment, 1993) fournit quelques recommandations afin de spatialiser les paramètres de Green & Ampt en tenant compte de la carte d'occupation des sols. Cette carte devrait être interprétée selon 3 catégories : (1) le sol nu dépourvu de végétation, (2) les zones dont la surface du sol est recouverte et (3) les zones recouvertes de végétation haute (sol nu sous la canopée). Pour chacune de ces zones, la conductivité hydraulique effective devra y être développée.

	conductivité hydraulique effective = K
Zone 1	K = Coef (croûte) * Ks
Zone 2	K = Coef (macroporosité) * Ks
Zone 3	K = Ks

Tab 30 : Estimation de conductivités hydrauliques efficaces

Pour la troisième catégorie de sol, la conductivité hydraulique effective sera supposée égale à la conductivité hydraulique à saturation. Pour la deuxième catégorie, la conductivité hydraulique effective sera supposée égale à un facteur de macroporosité fois la conductivité hydraulique à saturation.

Nous avons donc choisi d'utiliser cette conductivité hydraulique à saturation comme conductivité efficace en première approche, certains auteurs ayant obtenu des résultats corrects avec cette hypothèse simplificatrice.

Toutefois, le passage de cette équation locale à un volume élémentaire (échelle de support du modèle) est délicat et peut introduire un biais. Là encore, le paramètre principal de l'équation pourra être utilisé pour prendre en compte ce biais.

IV.1.3. Calage du modèle de propagation 1D (MARINE rivière)

Le seul paramètre devant être calé est le coefficient de Strickler. La rugosité des cours d'eau a été évaluée par des visites terrain et traduite en coefficient de Strickler en accord avec la formule de Strickler :

$$64)\ Strickler = \frac{1}{Ma} = 26.\left(\frac{R}{d_{35}}\right)^{1/6}$$

avec Strickler : le coefficient de Strickler, Ma : celui de Manning, R : le rayon hydraulique moyen et d35 : le diamètre auquel correspond 35% en poids de matériaux de diamètre supérieur.

A titre indicatif, voici quelques valeurs usuelles du coefficient de Strickler :

Type de rivière	Coefficient de Strickler
Pierres et rocher	< 30
Gravier moyen	40
Gravier fin et sable	50
Conduites neuves, Béton lissé	> 90

Tab 31 Tableau extrait de (Carlier, 1986) coefficient de Strickler en fonction du lit de la rivière

IV.1.4. Bilan sur l'étape de prédétermination des paramètres de MARINE

MARINE étant constitué par des modèles à base physique, les paramètres contenus dans ces modèles peuvent être reliés à des propriétés physiques des bassins. Il est donc possible de trouver dans la littérature leurs valeurs tabulées.

Nous avons cependant relevé de grandes différences possibles entre différentes sources (probablement dues à différents types de modélisation réalisée pour passer de la mesure à la table) ou bien encore de grandes plages de variation possibles pour certaines des caractéristiques retenues. Enfin, nous avions noté que notre propre modèle compensait, à travers chacun de ces paramètres, des erreurs ou incertitudes de modélisation.

Il semble donc bien délicat d'utiliser ces tables sans précaution, ces valeurs doivent être considérées comme indicatives. Des études au cas par cas, lorsque les observations le permettront, devraient nous permettre d'affiner ces valeurs. Cependant, bien qu'imprécises, ces valeurs ont au moins le mérite d'exister.

IV.2. Sensibilité de MARINE

Dans cette partie, nous allons présenter différents tests de sensibilité du code réalisés dans un contexte « crue éclair » et donc à partir d'un des événements présentés dans le chapitre II. Les procédures de calage ou de détermination numérique a priori des paramètres sont telles qu'elles ont été définies précédemment.

La sensibilité est évaluée à l'exutoire du bassin seulement, exception faite de la sensibilité du modèle aux MNT pour laquelle une attention toute particulière sera accordée.

IV.2.1. Sensibilité aux modèles (et/ou paramètres)

IV.2.1.1. Sensibilité aux modèles de ruissellement

IV.2.1.1.1. Coefficient de Manning

De façon à ne tester que l'influence du coefficient de Manning sur le modèle de ruissellement superficiel (isochrones en l'occurrence), nous avons réalisé des tests sur la vitesse de ruissellement seulement, le taux d'infiltration ayant été forcé à zéro.

Sensibilité à la connaissance de l'occupation du sol donnée

Nous avons dans un premier temps testé la sensibilité de MARINE à la connaissance de l'occupation d'un sol.

A partir du modèle des isochrones couplées à l'onde cinématique, nous avons simulé, sur le bassin de Lagrasse, des hydrogrammes de crue à partir de coefficients de Manning homogènes sur le bassin. Nous avons utilisé le coefficient d'un sol recouvert de graviers (0.02) et d'un sol recouvert de bois (0.10) selon (Chow, 1959).

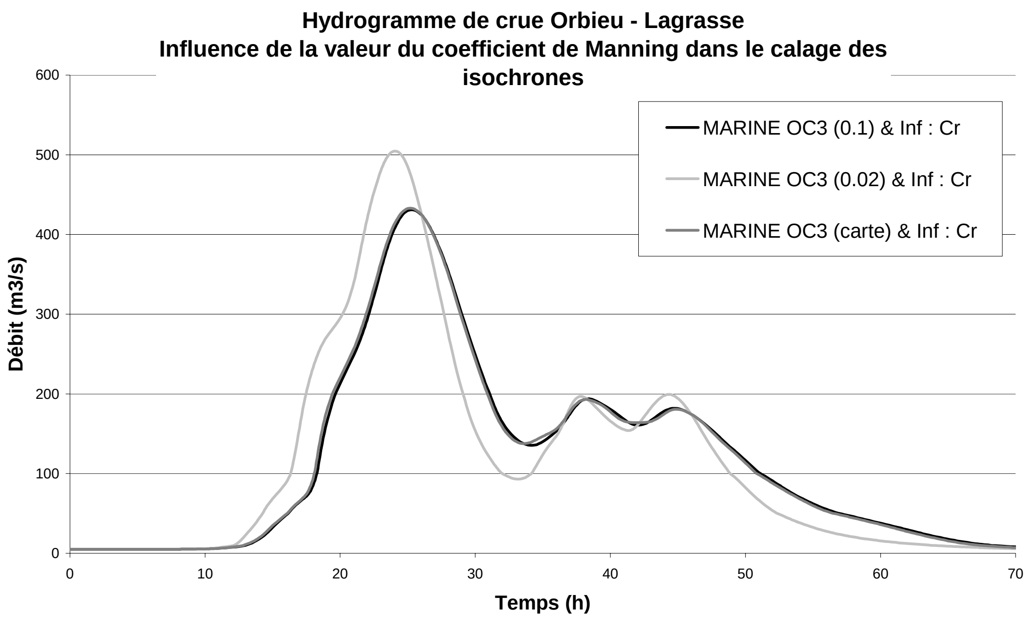


Fig 98.: Influence de la valeur du coefficient de Manning sur les hydrogrammes de crue

La différence constatée entre les deux hydrogrammes est conséquente.

Nous avons aussi comparé sur la même figure les hydrogrammes obtenus avec un coefficient de Manning homogène sur le bassin et correspondant au bois (espèce dominante à 70%) et avec la carte d'occupation des sols (distribuées mais relativement homogène).

Nous constatons que la connaissance de la distribution de l'occupation du sol n'est pas très influente sur l'hydrogramme de crue à l'exutoire de ce bassin homogène. La prise en compte de la seule occupation du sol majoritaire (bois à 70%) suffit. Par contre, le calage de cette valeur conditionne les résultats comme nous l'avons vu précédemment (forçage du coefficient de Manning de l'espèce dominante à 0.1 puis à 0.02).

Dans le modèle des isochrones couplées à la vitesse de Llamas, la prise en compte de la présence de bois sur le domaine d'étude se traduit par l'introduction d'un coefficient multiplicateur géométrique sur la vitesse (1/4) (Llamas, 1993).

Nous avons simulé, sur le bassin de Lagrasse, des hydrogrammes de crue dans le cas de l'expression générale de la vitesse de Llamas et dans le cas où la présence de bois est prise en compte.

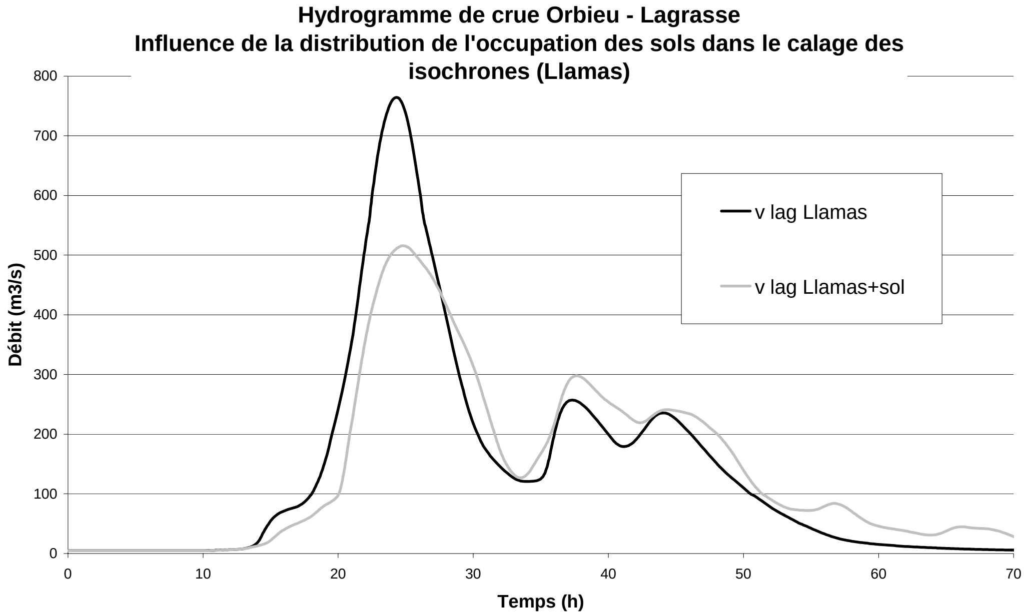


Fig 99.: Prise en compte de la forêt dans l'expression de la vitesse selon Llamas

Dans ce cas, la connaissance de l'occupation des sols influence fortement les résultats. Ceci se comprend par le fait que la vitesse de ruissellement est divisée par 4, lorsque des bois occupent le territoire. A titre de comparaison, il faudra multiplier par 10 le coefficient de Manning du sol nu recouvert de gravier (0.02) pour obtenir une vitesse de transfert 4 fois plus petite.

Ainsi, la sensibilité des deux modèles à la connaissance de l'occupation des sols est importante tandis que, pour le bassin étudié, la distribution de l'occupation des sols n'est pas une donnée capitale. Ce résultat n'est en rien généralisable, puisqu'il suffit que le bassin présente certaines hétérogénéités d'occupation des sols (comme par exemple bois en amont et urbain en aval ou bien que les pluies sont localisées sur des occupations du sol aux

coefficients de Manning plus importants) pour que celles-ci affectent les hydrogrammes de sortie.

Evolution de l'occupation des sols

A partir d'une carte d'occupation des sols connue, nous avons généré d'autres cartes présentant un plus fort taux d'urbanisation.

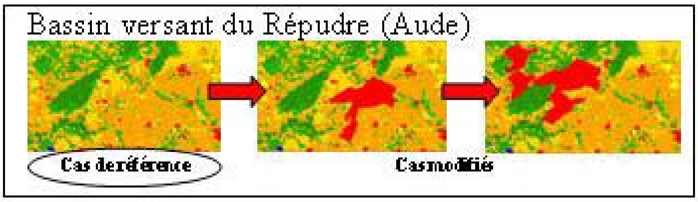


Fig 100.: Modification de l'occupation des sols par augmentation de l'urbanisation

Les hydrogrammes obtenus pour ces différentes occupations des sols sont présentés sur la figure ci-dessous :

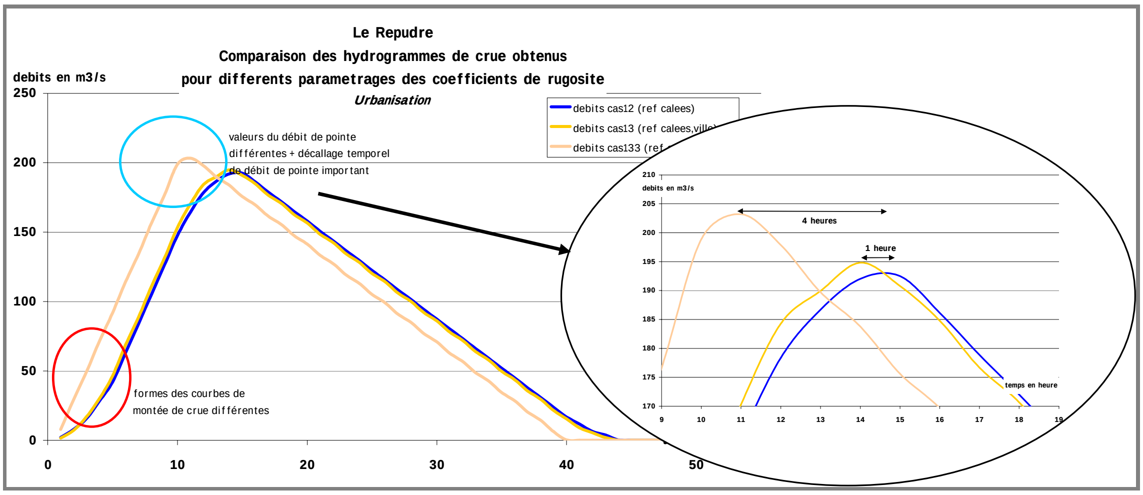


Fig 101.: Hydrogrammes obtenus pour différentes occupations des sols (la courbe bleue représentant la carte d'origine et les courbes jaunes les occupations modifiées (plus urbanisées))

Le décalage du débit de pointe varie de 1 h à 4 h pour les tests réalisés pour un pourcentage de surface imperméable qui passe de 5% à 22%. Ce qui, en terme de prévision opérationnelle en temps réel, est non négligeable. De plus, la forme de l'hydrogramme est modifié sur la courbe de montée en crue : le front est beaucoup plus raide (absence de point d'inflexion).

IV.2.1.1.2. Isochrones couplées à l'onde cinématique

Le calage de la vitesse de ruissellement selon l'approximation de l'onde cinématique passe par une évaluation a priori de la pluie nette sur le bassin. Nous avons donc étudié l'impact de cette valeur sur les hydrogrammes de crue.

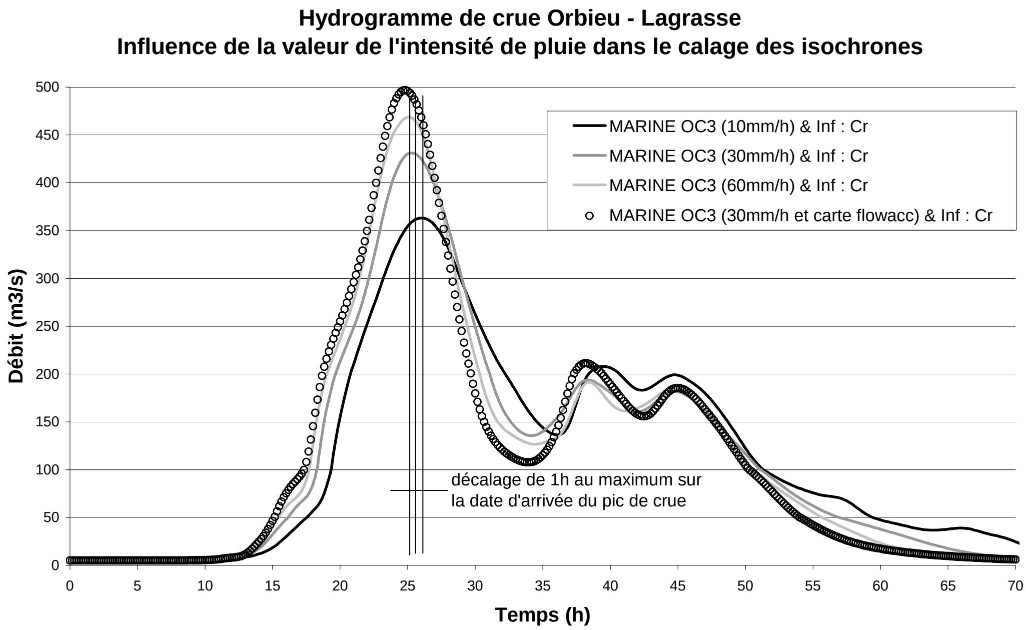


Fig 102.: Influence de la valeur de l’intensité de pluie dans le calage des isochrones

La modification de la valeur de la lame d’eau moyenne prévue sur le bassin (de 10, 30 et 60mm/h) modifie l’hydrogramme de crue résultant à deux niveaux :

- au niveau du calage temporel de l’hydrogramme de crue. En effet, on constate un décalage de 1h sur la date d’arrivée du pic de crue, que l’on retrouve d’ailleurs dès le début de la courbe de montée de crue. Cet écart correspond à environ 4% d’erreur sur la durée de la montée de crue.
- au niveau de l’amplitude maximale de celui-ci (d’environ 25% d’écart).

L’hypothèse de stationnarité des isochrones a donc bien un impact sur l’hydrogramme de crue tant que la pluie étudiée évolue temporellement.

Il peut être intéressant de se poser la question de la nécessité de relaxer cette hypothèse. L’impact de cette hypothèse se fera sentir pour des pluies dont l’évolution temporelle est marquée. Dans une optique de prévision en temps réel des crues, il semble difficile de prévoir à l’avance l’évolution temporelle de l’événement à venir. Par précaution, il faudrait donc la relaxer.

Cependant, devant la relativement faible répercussion sur les résultats de cette hypothèse, l’introduction d’un chevelu de prévision pourrait être tout aussi satisfaisant : il s’agirait de réaliser plusieurs simulations en parallèle pour différentes lames d’eau. Cette solution présente un avantage considérable en gain de calcul, ainsi qu’une vision a priori des scénarios possibles en fonction du cumul probable de la pluie.

De plus, il est possible d’introduire une fonction représentative de la densité de drainage amont en chaque point, ce qui rend la hauteur d’eau ruisselante sur le bassin hétérogène. Cette fonction a été extraite de ArcView et conduit aux résultats représentés sur la figure ci-dessus par des petits cercles.

Nous constatons que les fronts de montée et descente sont plus abrupts, le pic est plus important et légèrement avancé. Nous retrouvons là l’influence de la prise en compte d’un réseau de drainage non permanent à travers la nouvelle estimation de la hauteur d’eau.

IV.2.1.1.3. Comparaison des différentes formulations du ruissellement superficiel

MARINE représente le ruissellement superficiel de trois façons différentes : soit dans le modèle des isochrones couplées à l'approximation de l'onde cinématique, soit dans le modèle des isochrones couplées au concept de Llamas, soit dans le modèle eulérien de résolution de l'approximation de l'onde cinématique.

Nous avons superposé ci-dessous les hydrogrammes obtenus à partir du modèle des isochrones couplées à l'onde cinématique et la vitesse de Llamas.

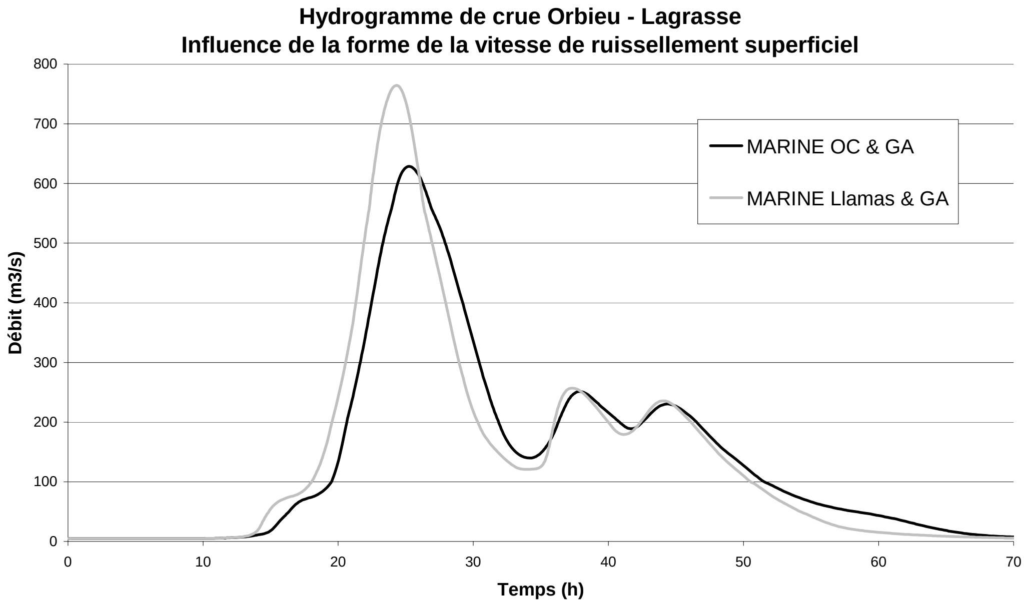


Fig 103.: Sensibilité à la formulation de la vitesse de ruissellement surfacique

Le concept de Llamas a tendance à avancer la montée de crue et à surestimer le pic de crue par rapport à l'approximation de l'onde cinématique. La forme globale de l'hydrogramme de crue (pour un sol supposé nu) est semblable.

Enfin, nous avons comparé les hydrogrammes obtenus par l'approximation de l'onde cinématique, une fois prise en compte à travers le modèle des isochrones et une fois à travers le modèle eulérien sur le bassin versant du Thoré. Dans ce cas, nous avons conservé l'hypothèse de stationnarité des isochrones et nous n'y avons pas introduit de réseau de drainage.

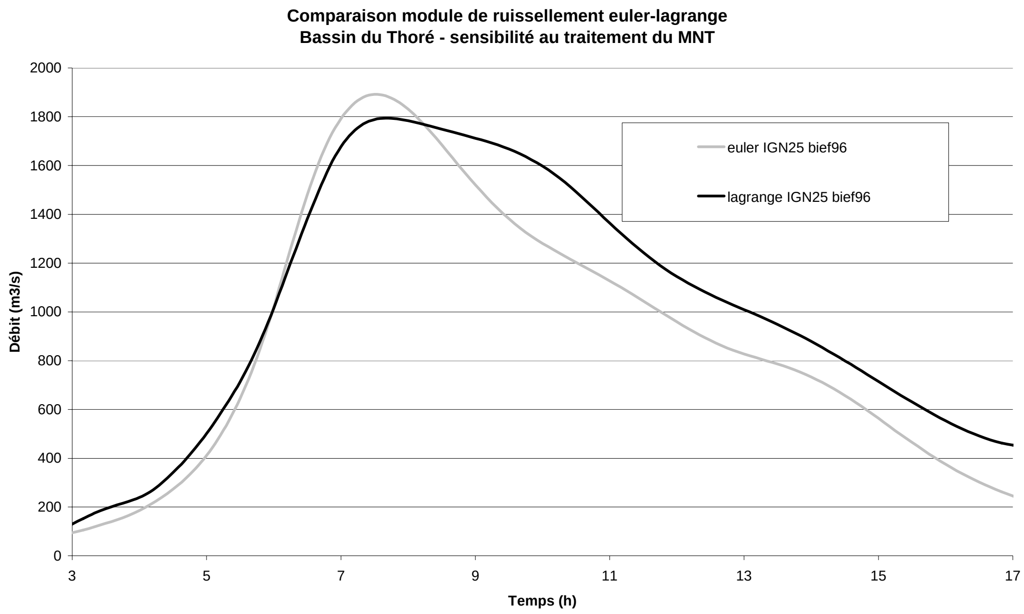


Fig 104.: Comparaison des méthodes eulérienne et lagrangienne

Alors que le modèle eulérien a introduit numériquement de la diffusion dans le modèle de transfert, l'hydrogramme résultant est pourtant moins étalé et moins aplati que celui obtenu avec l'approche lagrangienne. Ceci s'explique par la non prise en compte du réseau de drainage dans le modèle des isochrones utilisé dans cet exemple.

Il faudrait donc intégrer la variabilité de la hauteur d'eau par pixel en fonction de sa densité de drainage dans le calcul du temps de chaque isochrone.

On peut supposer à partir de ce graphique qu'il existe une différence de volume sur les hydrogrammes. Il n'en est rien, le taux d'infiltration étant nul sur cette simulation, seul le prétraitement de chacun des modules de ruissellement diffère. En effet, le prétraitement eulérien, tel qu'il a été mis en œuvre ici, impose des temps de transfert limités pour assurer la conservation de la masse au cours de la durée de la simulation. Les pixels représentant des creux sont donc affectés d'un temps de transfert plus court dans la version eulérienne par rapport à la version lagrangienne.

La comparaison de ces méthodes de résolution peut être indicative de l'échelle minimale à partir de laquelle les résultats issus de MARINE ont une signification physique. En effet, puisque les observations ne nous permettent pas de valider ces approches à des échelles plus fines que celle du bassin dans son intégralité le plus souvent, nous avons émis l'hypothèse que ces deux méthodes (eulérienne et lagrangienne) devaient fournir des résultats comparables en tout point du bassin. Nous avons donc comparé les résultats à différentes échelles. Les résultats obtenus ne présentent pas de différences marquées lorsque les échelles d'observation sont grandes (cf. exemple ci-dessus), par contre une différence notable a été notée pour un bassin versant de 20 km^2.

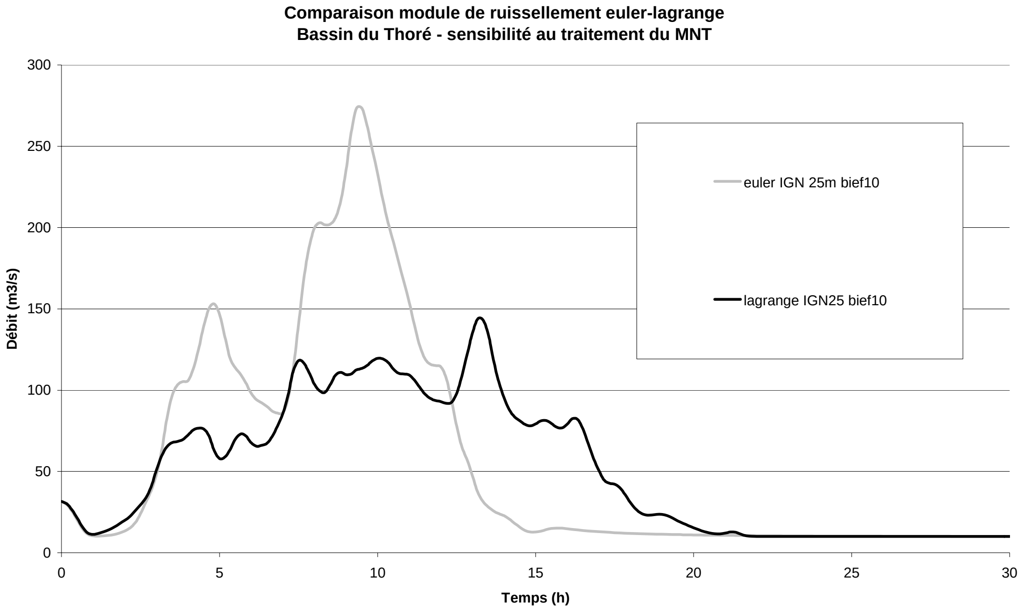


Fig 105.: Comparaison des méthodes eulérienne et lagrangienne très en amont du bassin du Thoré : illustration de l'échelle minimale d'applicabilité de nos modèles

En amont du bassin, ces deux méthodes ne fournissent pas des hydrogrammes de crue du même type. Ceci peut s'expliquer de différentes manières :

- Soit l'une ou les deux méthodes de résolution sont fausses (ce qui est exclu puisque les résultats présentés ci-dessus sont un cas particulier et donc plus vraisemblablement dus à la localisation particulière de l'exutoire choisi)
- Soit les différences des prétraitements, entre les deux méthodes eulérienne et langrangienne, peuvent influencer les hydrogrammes de crues à petite échelle. Ceci pourrait provenir du seuil maximum sur les vitesses de ruissellement imposé dans le prétraitement eulérien. Pour le sous bassin considéré ici, les pentes sont très importantes et les défauts du MNT bien présents, l'écrêtage des pics artificiels par la méthode du seuil serait trop contraignante (cf. travaux de thèse William Castaings).
- Soit les échelles de recueil des résultats deviennent trop fines et donc les méthodes mises en œuvre ne sont pas suffisamment précises à ces échelles, chacune présentant alors les défauts de ces concepts locaux. Ceci ne constitue toutefois qu'une piste de réflexion sur les échelles minimales de MARINE.

IV.2.1.2. Sensibilité aux modèles d'infiltration (MARINE versant)

IV.2.1.2.1. Sensibilité de MARINE au coefficient de ruissellement constant

Nous avons testé la sensibilité du modèle d'infiltration à coefficient de ruissellement constant.

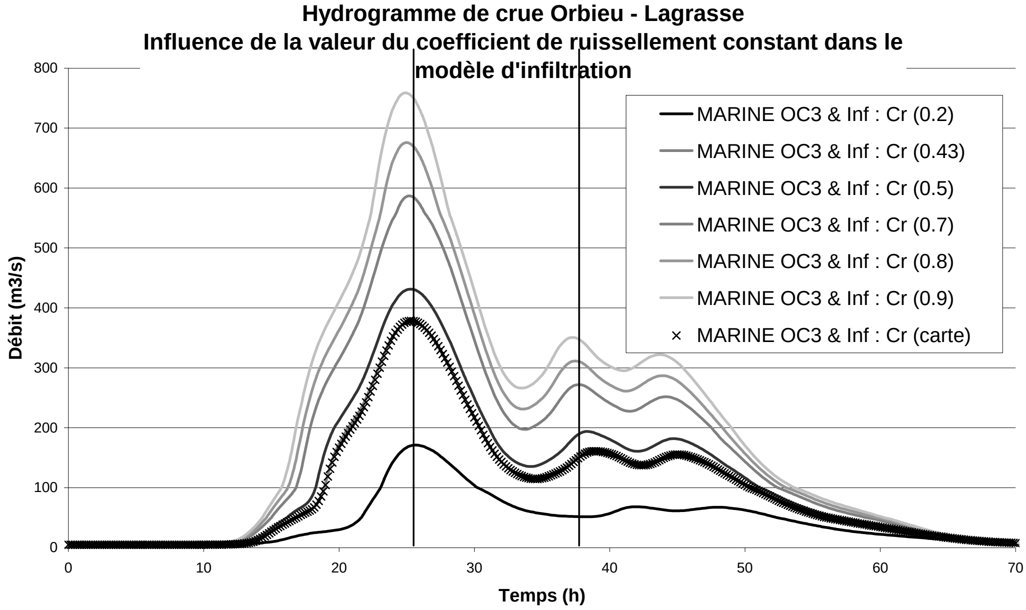


Fig 106.: Sensibilité à la valeur du coefficient de ruissellement constant

Le volume de l'hydrogramme de crue varie proportionnellement avec le coefficient de ruissellement constant. Il peut donc varier de 0 à 100%. La forme de l'hydrogramme de crue est simplement aplatie lorsque la proportion d'eau infiltrée augmente. Un léger retard est constaté dans l'apparition des pics.

L'introduction de la carte d'occupation des sols dans les coefficients de ruissellement ne modifie en rien l'hydrogramme que l'on obtient pour la seule occupation des sols majoritaire.

IV.2.1.2.2. Sensibilité de MARINE aux paramètres d'infiltration de Horton

Nous avons testé la sensibilité du modèle aux paramètres de Horton référencés dans (CANOE, 1999). Nous faisons varier le coefficient β de 0.05 à 0.1 et le rapport entre fc et fo entre 1 (sol humide) et 4 (sol sec). Enfin la valeur de fc varie de 3 à 25mm/h selon nos données.

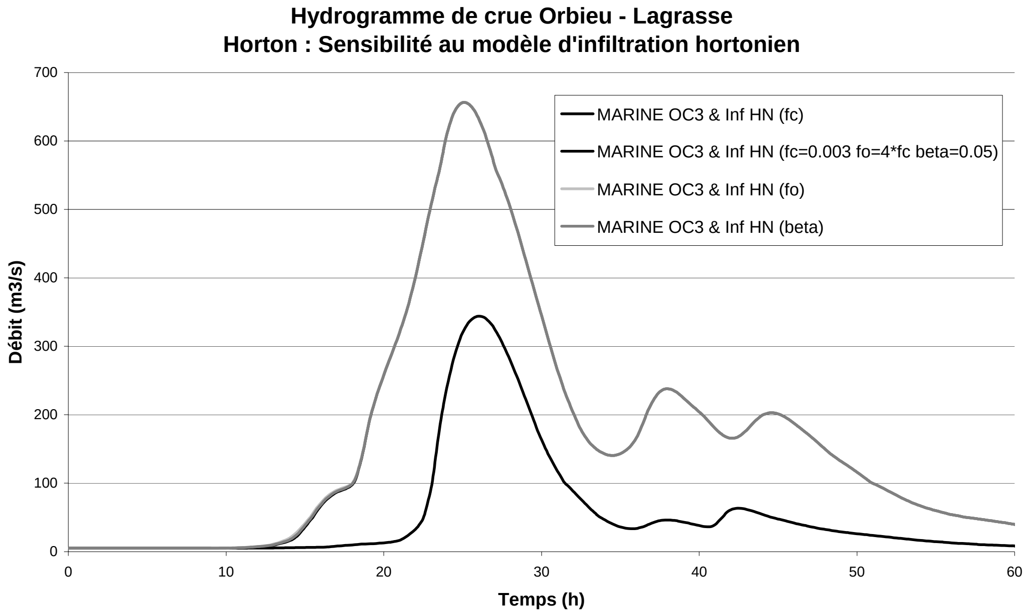


Fig 107.: Sensibilité au modèle de Horton

Les courbes obtenues pour des variations des paramètres fo et β sont toutes superposées (à cette échelle d'observation). Seule l'hydrogramme obtenu en faisant varier le paramètre fc se distingue des autres.

Un zoom sur les courbes qui semblent se superposer montre qu'en fait elles présentent de légères variations sur les courbes de montée de crue.

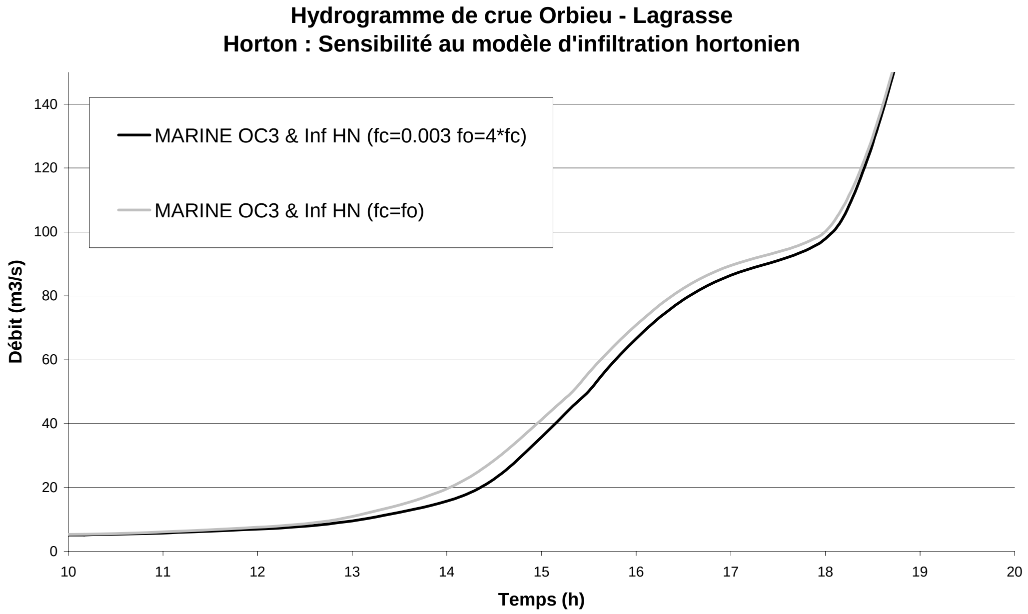


Fig 108.: Légère sensibilité à fo et β (paramètres de Horton)

L'influence de l'humidité initiale du sol traduite dans ce modèle par le biais du paramètre fo est donc faible par rapport à celle de la conductivité hydraulique à saturation traduite par fc. Ceci s'explique par l'importance et la violence de la pluie utilisée dans ces modélisations et par les valeurs du paramètre β qui entraîne une décroissance exponentielle de l'infiltrabilité en peu de temps. En effet, lors de cet événement, les pluies atteignent très rapidement des intensités importantes (> 10mm/h). L'infiltrabilité du sol évolue donc très rapidement jusqu'à atteindre sa valeur à saturation, après quoi seul le paramètre fc influe. Tout ceci se joue dès les premiers pas de temps de la simulation (deux heures tout au plus) comme nous l'avions vu précédemment.

IV.2.1.2.3. Sensibilité de MARINE aux paramètres d'infiltration de Green & Ampt

Dans cette partie, nous avons testé la sensibilité du modèle par rapport à chacun des paramètres du modèle de Green & Ampt avant d'en proposer une interprétation globale.

Influence de la connaissance a priori de la nature du sol :

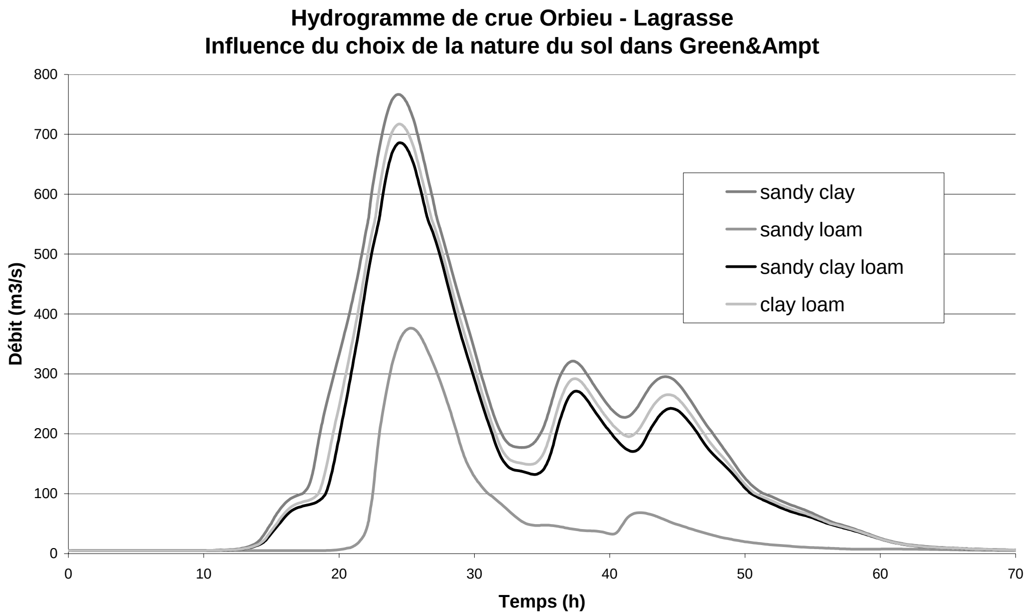


Fig 109.: Sensibilité à la nature du sol – modèle de Green & Ampt

Influence de l'humidité initiale pour un sol donné :

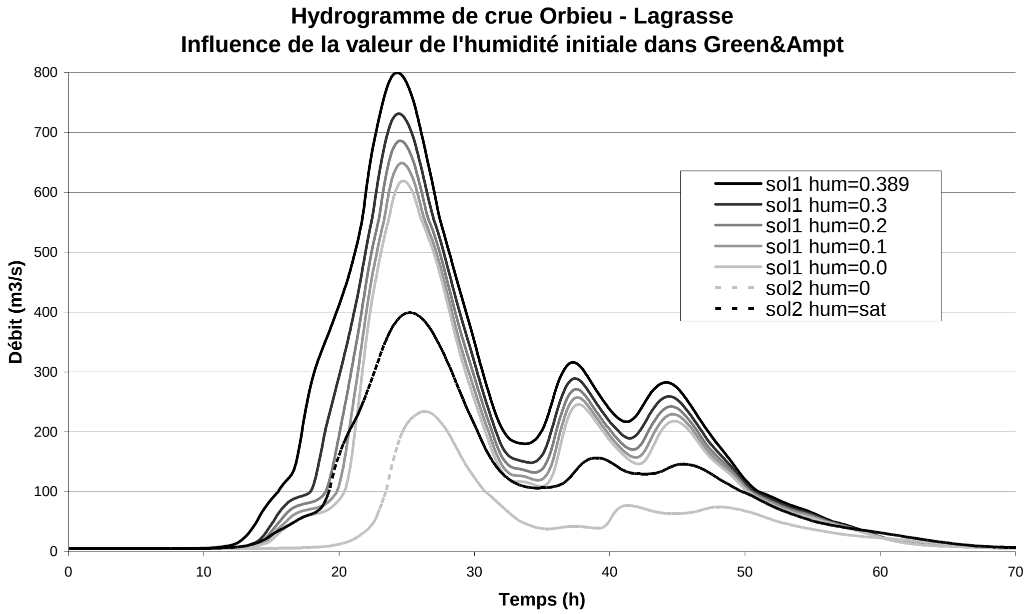


Fig 110.: Sensibilité à la valeur de l'humidité initiale – modèle de Green & Ampt

Influence de la valeur de la conductivité hydraulique effective pour un sol donné :

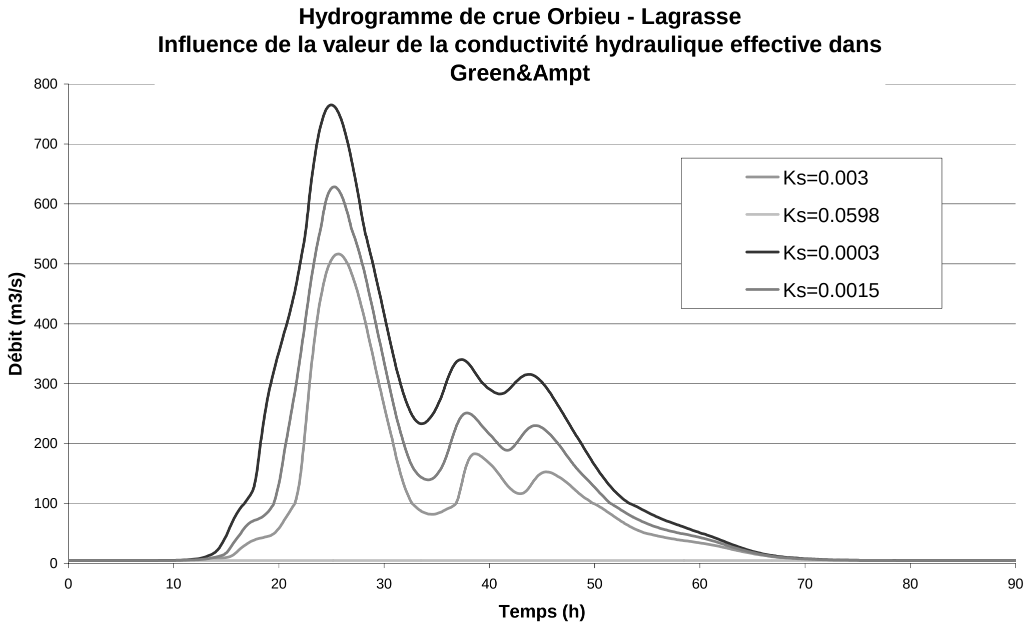


Fig 111.: Sensibilité à la valeur de la conductivité hydraulique – modèle de Green & Ampt

Influence de la valeur de la force du front de succion pour un sol donné :

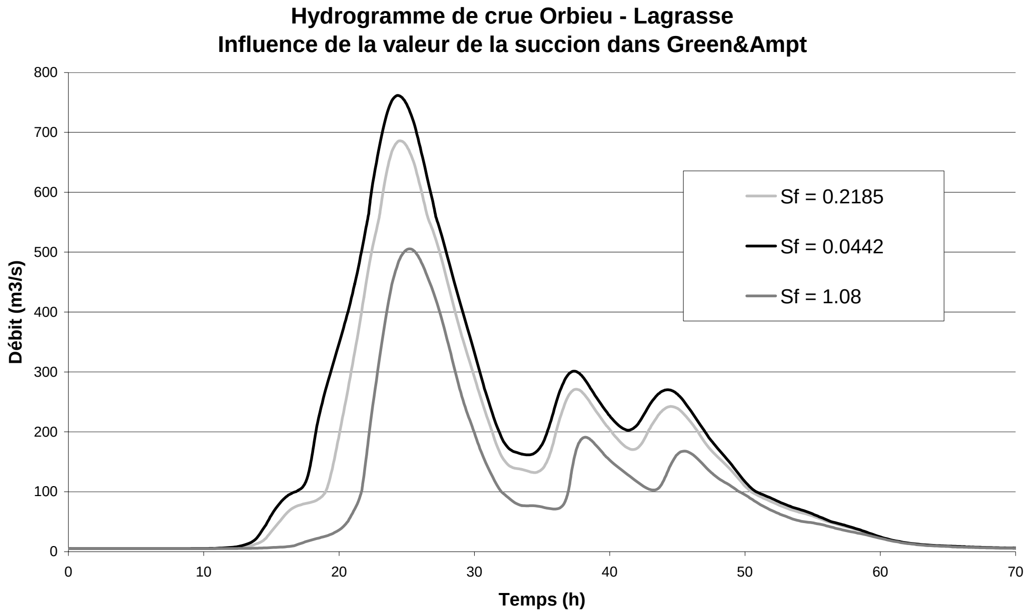


Fig 112.: Sensibilité à la valeur de la succion – modèle de Green & Ampt

Influence de la valeur de la porosité pour un sol donné :

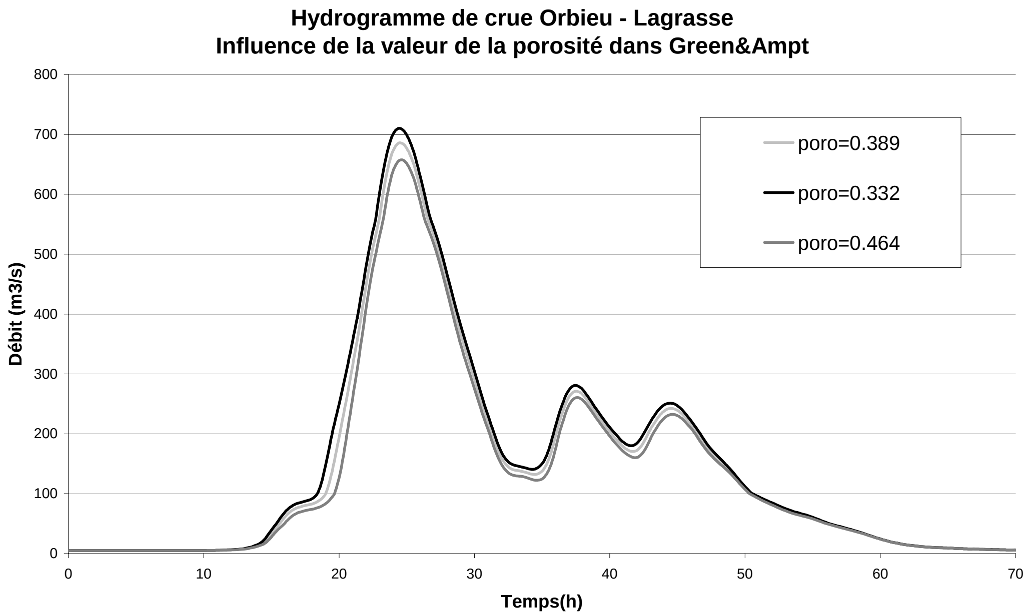


Fig 113.: Sensibilité à la valeur de la porosité – modèle de Green & Ampt

On constate que de tous les paramètres, celui qui influence le plus les résultats est la conductivité hydraulique effective du sol.

La valeur de la succion ayant aussi un effet marqué sur les courbes résultantes. On note que pour les sols lourds (argileux), la forte valeur de la succion modifie la forme du début de la courbe de montée.

L'humidité initiale par contre a une influence moins marquée sur les hydrogrammes de crue, son influence est cependant liée à la valeur de la conductivité hydraulique du sol. Ce point peut s'expliquer de la façon suivante : la pluie forme une flaque en surface du sol. Lors de crues éclair, les intensités pluvieuses sont telles qu'elles vont diminuer la durée d'obtention de cet état. Une fois que la flaque est formée, le taux d'infiltration effectif dans le sol sera le taux potentiel d'infiltrabilité du sol. Dans ce cas, plus la conductivité hydraulique effective du sol est importante, plus le volume infiltré augmente rapidement et donc moins la valeur de l'humidité initiale sera influente.

Il est cependant possible que l'état hydrique initial du sol influe de façon plus conséquente sur les hydrogrammes de crue. Pour cela, il faudrait que les fortes intensités de pluies s'abattent sur des sols lourds (argileux). Gardons à l'esprit que si les intensités de pluie étaient plus faibles, les temps de formation des flaques seraient plus longs et la sensibilité du modèle serait différente.

IV.2.1.3. Sensibilité au modèle de propagation 1D (MARINE rivière)

Dans le cadre du projet ADEMA2000, l'équipe Hydrologie de surface a réalisé un ensemble de tests de sensibilité sur le modèle de propagation relativement à la connaissance de sa topographie détaillé dans le rapport (Estupina *et al.*, 2000). Ces résultats sont aussi partiellement présentés dans (Borgniet *et al.*, 2003) ; le lecteur se réfèrera de préférence à cette dernière publication pour obtenir une description plus complète des simulations réalisées et une analyse plus fine des résultats obtenus.

Une première catégorie de tests a consisté à superposer aux valeurs d'altitude du lit mineur un bruit et à y faire passer le débit à plein bord. Ces tests ont mis en évidence l'existence d'un seuil en amplitude de ce bruit en deçà duquel ce dernier n'avait plus d'influence marquée sur les résultats du modèle de propagation 1D. Au-delà de ce seuil (fixé pour nos tests à 25 cm pour une dénivelée moyenne de 3m sur 4km de long), le bruit suffit à faire déborder l'écoulement dans le lit majeur.

Toutefois, cette influence sera d'autant plus faible que les débits seront plus forts. En effet, pour des débits supérieurs au débit de plein bord, la portion d'écoulement qui passe en lit majeur devient signifiante devant celle qui reste en lit mineur.

Des tests similaires réalisés sur la largeur du lit mineur ont mis en évidence l'apparition d'un seuil pour des bruits d'intensité supérieur à 2m (pour une largeur moyenne d'environ 60m).

Enfin, un bruit a été ajouté sur la topographie du lit majeur (en altitude). Pour des débits suffisamment grands, il a été observé que ce bruit était insignifiant sur l'étendue de la surface inondée tant qu'il présentait des amplitudes moyennes relativement faibles (une amplitude moyenne de bruit de 50 cm occasionne une perte de 5% de la surface inondée). Par contre, une amplitude moyenne de bruit fixée à 1m a été testée. Elle engendre une diminution de la surface inondée de 40%.

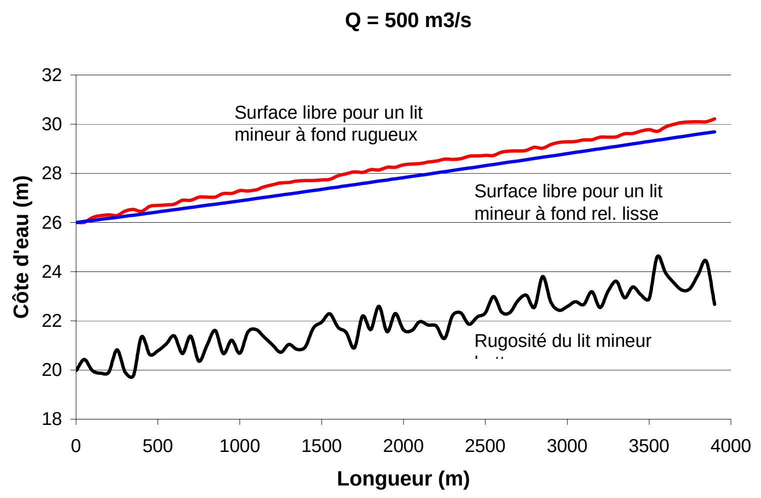


Fig 114.: Bruit sur le fond du lit mineur – vue longitudinale

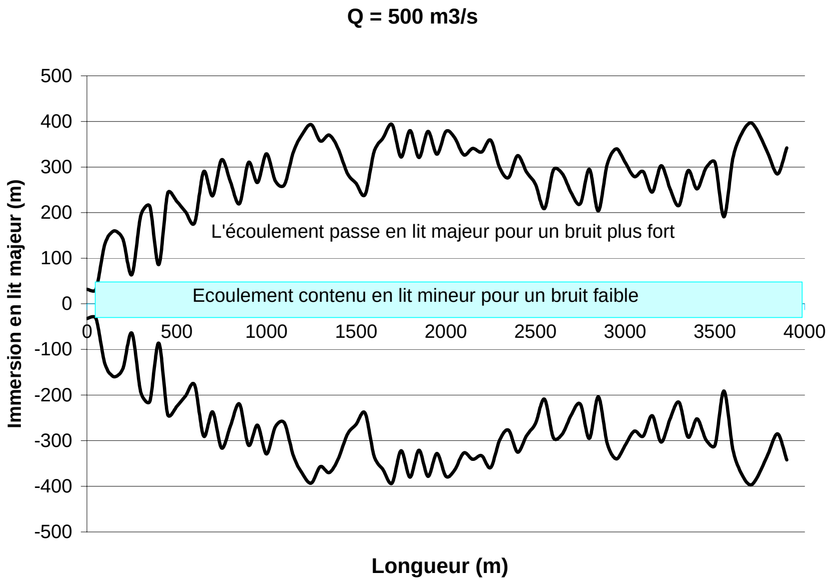


Fig 115.:Vue en plan de la plaine d'inondation (bruit de 25cm pas d'effet – bruit de 50cm effet marqué)

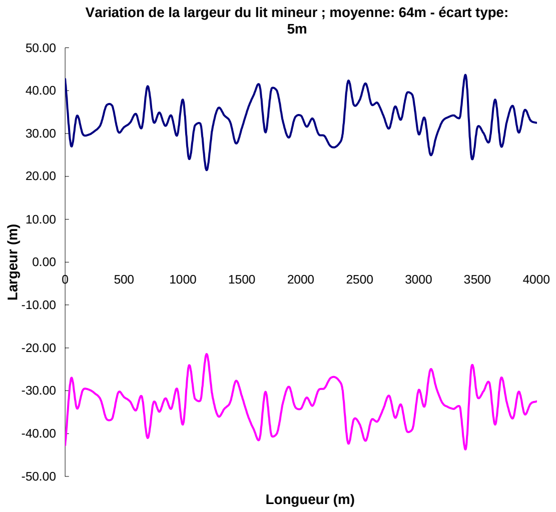


Fig 116.: Bruit sur la largeur du lit mineur – vue en plan

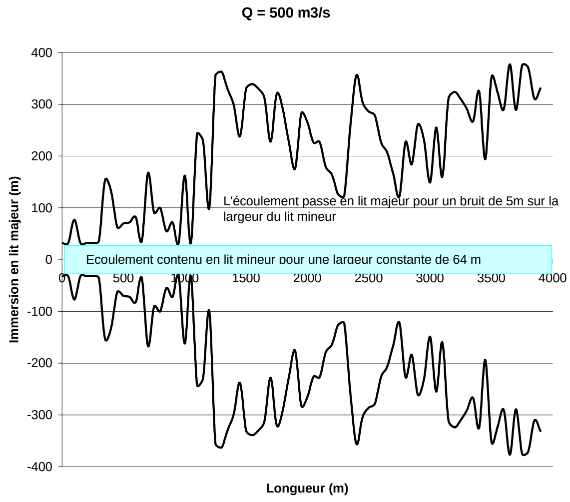


Fig 117.: Bruit de 2m : pas d'effet, bruit de 5m : effet marqué

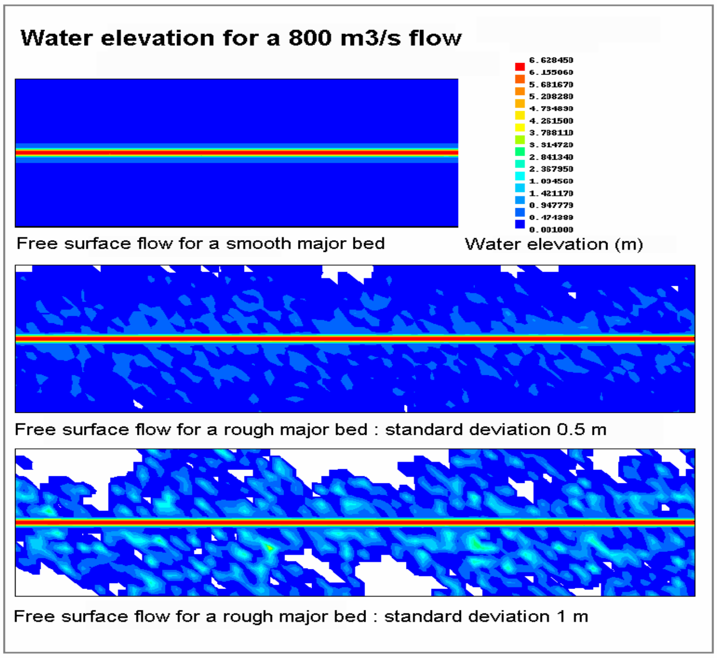


Fig 118.:1) Résultat sans bruit, 2) Bruit de 0.50m en moyenne 3) Bruit de 1m en moyenne.

Ainsi, au vu de ces résultats il semblerait que la connaissance du lit mineur doit être suffisamment fine pour ne pas influencer nos modélisations et bien que la précision de l'altitude du lit majeur peut être moins bonne, les MNT que nous utilisons ne sont pas toujours à même de la fournir.

IV.2.2. Sensibilité à la distribution spatiale de la pluie

Le modèle peut intégrer, selon les disponibilités, des pluviographes ou bien des lames d'eau issues du radar météorologique traitées par Météo France.

Dans le cas où les données sont constituées par des pluviographes, nous avons créé une distribution spatiale des pluies à l'aide de la méthode de polygones de Thiessen, lorsque nous disposions de plus d'un poste sur le bassin.

Ces deux sources d'informations fournissent donc différentes distributions des lames d'eau précipitées, dans cette partie, nous en avons testé les conséquences sur les hydrogrammes de crue à l'exutoire des bassins.

IV.2.2.1. Lames d'eau issues du radar météorologique et pluviographes

Les lames d'eau radar se présentent sous la forme suivante :

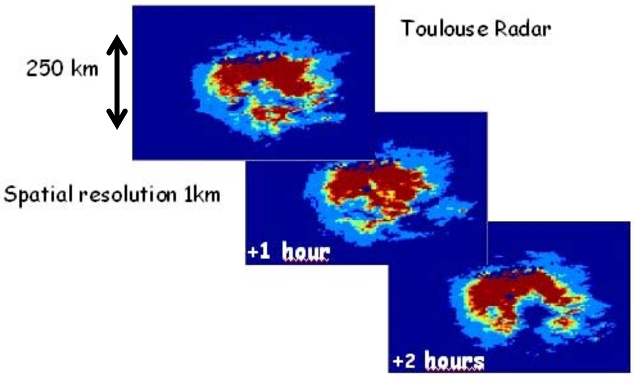


Fig 119.: Exemple de lame d'eau radar utilisée

Ces images, dont la couleur est représentative du cumul de pluie tombée en ¼ d'heure, sont centrées autour du radar météorologique de Toulouse (interprétée en lames d'eau HYDRAM Météo France) et datées de juin 2000. Pour le bassin versant de la Lèze (Sud de Toulouse) situé dans la zone couverte, nous avons traduit ces données en hyétographes équivalents et nous les avons comparés aux lames d'eau recueillies par les pluviographes sur la même région (extraites de ESPION SAC31). Nous avons réalisé cette même manipulation sur d'autres événements pluvieux disponibles. Nous avons obtenu les hyétographes suivants :

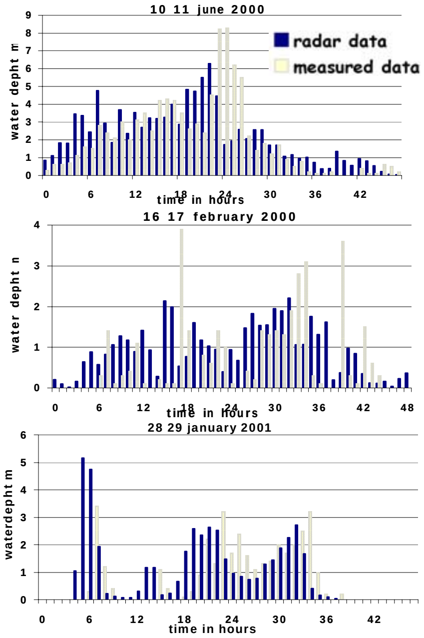


Fig 120.: Comparaison des hyétographes synthétisés à partir des images radar et issus de mesures au sol pour différents événements

Cumul de pluies (mm)	Espion (pluviographes)	HYDRAM (lame d'eau radar)
Janvier 2001	37.1	45.7
Février 2000	46.8	58.2
Juin 2000	97.6	107.1

Tab 32 Comparaison des cumuls de pluies : pluviographes / radar météorologique

Intensités maximales de pluies (mm/h)	Espion (pluviographes)	HYDRAM (lame d'eau radar)
Janvier 2001	3.4	5.1
Février 2000	5.9	2.2
Juin 2000	8.3	6.3

Tab 33 Comparaison des intensités de pluies : pluviographes / radar météorologique

On constate donc que même une fois traitées, les images radar fournissent des informations quelques peu différentes en terme de cumul ou intensités maximales de pluies à l'échelle globale du bassin.

IV.2.2.2. Pluie distribuée par le radar météorologique

Afin de tester l'influence de la connaissance de la spatialisation d'une pluie, nous avons simulé des hydrogrammes de crue à partir de la pluie distribuée et à partir d'une pluie homogène.

Le bassin a une superficie de 200 km^2 (Thoré), les deux hypothèses de pluie faites sont :

- la pluie homogène et uniforme présente une intensité de 32 mm/h pendant 9 heures,
- la pluie localisée présente un pic d'intensité de 185 mm/h pendant 9 heures.

Les deux pluies fournissent un même apport de précipitations au sol.

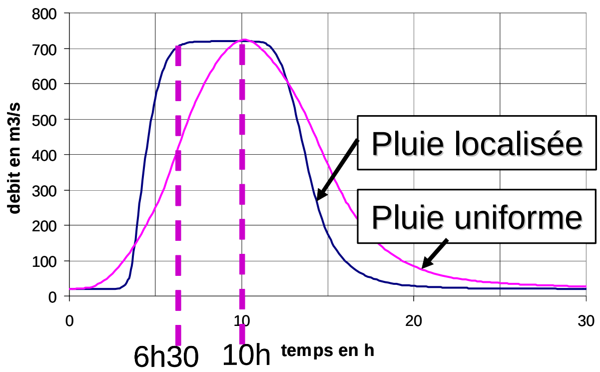


Fig 121.: Hydrogrammes pour des pluies localisées et uniformes de même volume

On constate une différence des réponses hydrologiques du bassin au niveau de la forme globale de l'hydrogramme, et en particulier de la forme de la courbe de montée et de la date d'apparition du pic de crue.

Nous avons ensuite observé l'influence de la localisation d'une pluie (déplacement d'amont en aval) sur l'hydrogramme de crue. Les pluies alors testées sont localisées suivant la figure ci-dessous et appelées « pluie amont », « pluie centrée » et « pluie aval ». Les hydrogrammes de crue obtenus sont : (les volumes précipités diffèrent légèrement).

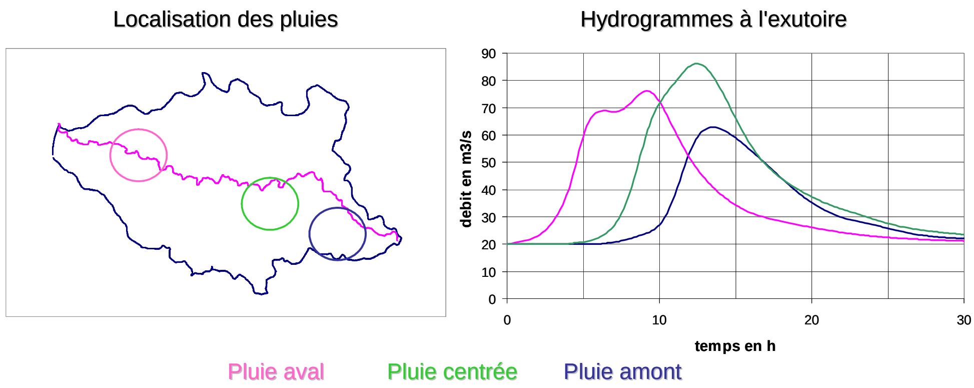


Fig 122.: Localisation des cellules pluvieuses et hydrogrammes de crue obtenus pour chacune des pluies

Ce type de tests met en évidence l'influence de la position des fortes intensités pluvieuses sur le bassin : plus la pluie se situe en aval et plus la réponse sera rapide.

Ces différents tests montrent l'intérêt de la connaissance de la spatialisation des pluies. Cette distribution peut être fournie par un réseau extrêmement denses de pluviographes ou bien par une image interprétée depuis un radar météorologique. Un réseau de pluviographes trop lâche est donc susceptible de passer à côté de l'épicentre d'un événement pluvieux (cf. crue de novembre 1999 (MATE, 2000)).

Le radar météorologique fournit une répartition spatiale qualitative des pluies d'une grande utilité pour la prévision des crues éclair dont il parait difficile de se passer.

Les intensités pluvieuses obtenues par mesures au sol ou par radar météorologique au sol diffèrent. Ceci ne pose pas de problème dans l'utilisation d'un code qui utilise comme paramètre d'infiltration la conductivité hydraulique efficace rapportée à une surface de quelques centaines de km^2 et qui n'est donc rien d'autre qu'un paramètre de calage.

Il faut donc veiller à caler le rapport entre pluie brute et pluie nette à partir d'une source de donnée précise et de s'y tenir dans l'utilisation du code. Le changement de cette source d'information entraînera un nouveau calage du paramètre d'infiltration.

IV.2.3. Sensibilité à la résolution spatiale et à la précision des MNT

Les modèles hydrologiques distribués à base physique ont tous en commun l'utilisation de la notion d'aires drainées d'une manière ou d'une autre. Cette dépendance se fait le plus souvent par la délimitation du bassin versant, mais parfois elle intervient à d'autres niveaux (par exemple pour TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979) elle intervient à travers son indice topographique). (Montz & Gruntfest, 2002) precise que les « basin characteristics are easily as important as the rainfall characteristics for determining the nature of the runoff ». La définition de ces caractéristiques topographiques du basin versant se fait via le MNT pour les modèles distribués. Le problème de la résolution et de la précision du MNT se pose alors : est-ce que les processus décrits par le modèle hydrologique sont en phase avec la résolution et la précision du MNT utilisé ?

Plusieurs éléments de réponse à cette question sont déjà disponibles dans la littérature. En ce qui concerne la résolution horizontale des MNT, (Puech, 2000) par exemple a travaillé sur le sens mathématique des caractéristiques extraites du MNT. Il a montré que le changement de résolution du MNT occasionnait un changement de la signification de la « pente ». L'illustration qu'il utilise dans son HDR, très imagée, permet de fixer rapidement les idées. Considérons une tôle ondulée orientée selon un plan incliné et décrivons là par un « MNT » dont la résolution correspond à l'échelle des petites ondulations. La pente ainsi calculée sera la pente d'une petite ondulation pondérée par la pente de l'inclinaison globale de la tôle. Considérons maintenant un MNT dont la résolution est plus grossière et ne permet pas de voir ces petits détails. La pente extraite du MNT correspond alors à l'inclinaison globale de la tôle suivant le plan. Ainsi, on parle de « pentes » dans les deux cas, qui, même si elle est calculée avec les mêmes formules mathématiques, ne représente pas la même entité du fait du changement de résolution des données.

(Puech, 2000) a aussi amené des éléments de réponse à cette question par une approche empirique. Il a testé la faculté des MNT à représenter le réseau hydrographique de drainage (Charleux-Demargne, 2001). Il a montré de quelle façon et sous quelles conditions les MNT pouvaient dévoiler cette information. Il a aussi travaillé sur la précision minimale du MNT à utiliser dans ce cas (Borgniet *et al.*, 2003). (Zhang & Montgomery, 1994) de leur côté ont travaillé de façon empirique sur la résolution optimale du MNT à utiliser pour réaliser de l'hydrologie avec TOPMODEL. Ils ont ainsi montré que le pas de résolution horizontal du MNT influençait fortement les résultats hydrologiques fournis par TOPMODEL. Toutefois, la correction d'une erreur dans le calcul de l'indice topographique par (Saulnier, 1996) a permis de atténuer cette influence. D'après (Beven, 1997), cette influence serait due au fait que certaines résolutions de MNT ne correspondent pas à la réalité des processus physiques qui sont décrits dans le modèle.

L'IRD a aussi travaillé de manière empirique sur le sujet en comparant différentes méthodes de délimitation du bassin versant à partir d'un MNT brut et du tracé de ses cours d'eau principaux (ordre 1 et 2) à l'aide du logiciel ARCVIEW sur le bassin Amazonien (MNT USGS résolution horizontale d'environ 1 Km). Il montre que ce type de MNT peut suffire à extraire les réseaux hydrographiques de façon satisfaisante (compromis entre résolution du MNT et taille du bassin versant).

(Kenward *et al.*, 2000) se sont intéressés à la précision verticale des MNT. Le bassin versant étudié à une superficie de 7.2 km^2 pour une altitude variant entre 240m et 455m, les précipitations considérées sont faibles. Ils disposaient de 3 MNT différents pour leur étude :

- MNT de référence: haute résolution issue de photographies aériennes basse altitude, résolution horizontale de 5m, précision horizontale de 0.1m.
- MNT classique de l'USGS: résolution horizontale de 30m, précision verticale de 1m.
- MNT spatial issu de SIR-C: résolution horizontale de 30m

Dans un premier temps, ARC/INFO est utilisé pour définir les frontières des basins versants, puis le modèle hydrologique utilisé est le Distributed Soil Hydrology Vegetation Model (HSVM, (Wigmosta *et al.*, 1994)) pour la modélisation de la crue. Les résultats obtenus montrent que: «The hydrological modeling study showed that the vertical accuracy of DEM does affect the accuracy of hydrologic predictions. Compared to the reference DEM, the USGS and the SIR-C DEM showed progressively reduced spatial coherence (more scattering) in images of elevation and directly derived quantities. This degradation of spatial coherence was also evident in spatial images of depth to saturation and runoff production calculated by the hydrologic model. Runoff peaks, timing, and volume were all affected by the vertical resolution of the DEM. The SIR-C DEM was, in general, inadequate for prediction of individual storm hydrographs. ». La liste des études sur le sujet est bien loin d'être exhaustive…

Dans cette partie, nous allons analyser la sensibilité de MARINE à la résolution puis à la précision des MNT. Pour ce faire, nous utiliserons des MNT de résolutions différentes mais de même origine (IGN), puis des MNT de même résolution mais de nature différente (IGN et SPOT4) et donc de précision très différente. Les analyses de sensibilité se feront à l'exutoire du bassin versant en terme de comportement hydrologique mais aussi plus amont, pour des sous bassins ou bien en terme de comportement géomorphologique (frontière de bassin versant).

IV.2.3.1. Influence de la résolution des MNT

Dans cette partie, nous allons analyser la capacité de MARINE, à partir d'un MNT, brut de tout traitement, à définir l'ensemble des points ayant une influence hydrologique sur un exutoire déterminé (en d'autres termes, la surface drainée par un exutoire, soit le bassin versant). Puis, nous observerons les conséquences d'un changement de résolution du MNT sur les débits à l'exutoire du bassin.

IV.2.3.1.1. Sensibilité à la résolution du MNT sur la définition des aires drainées

Les MNT utilisés sont deux MNT IGN d'une même région contenant le bassin versant du Thoré à 25m et 100m de résolution au sol.

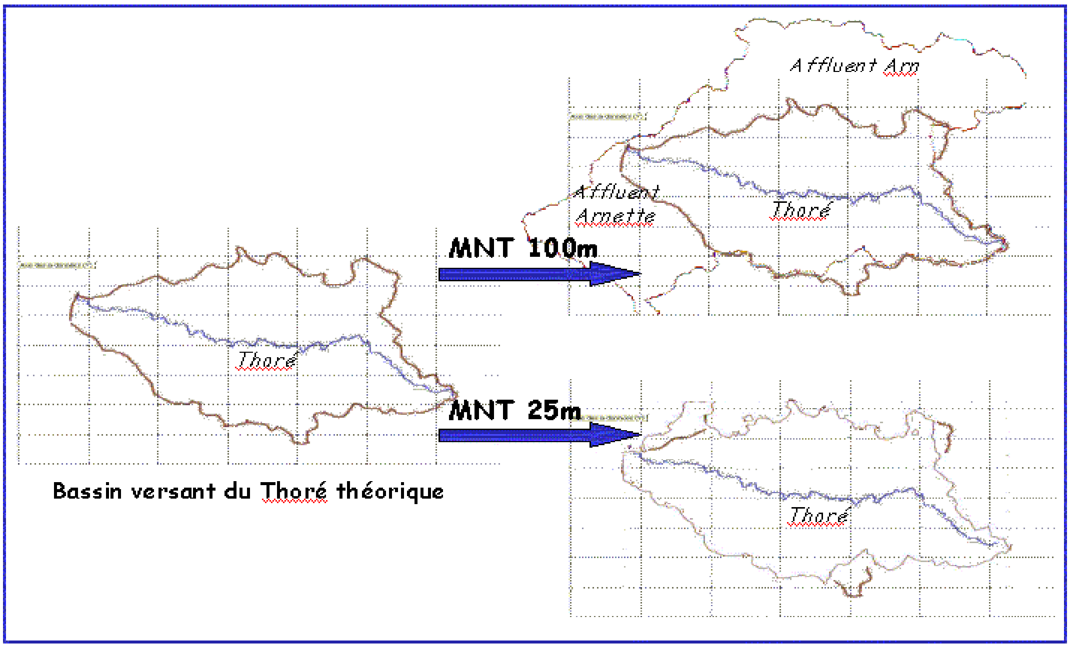


Fig 123.: Bassin versant du Thoré obtenu pour différentes résolutions de MNT

Sans autres données que les MNT bruts, un premier traitement, basé sur la détermination des chemins de drainage potentiels de l'eau à la surface du sol et n'altérant pas le MNT de façon brutale (sortie annexe du module hydrologique de MARINE), peut, dans certaines conditions, ne pas conduire à une bonne reproductibilité de la frontière du bassin étudié. Par exemple, le bassin du Thoré est encaissé surtout dans sa partie Nord Est par des gorges très étroites et très abruptes, qui peuvent ne pas être reproduites assez précisément pour certains MNT pour les besoins de nos études.

Dans le cas présenté ici, la surface drainée évaluée par MARINE est trop grande, ce qui en soit peut ne pas induire d'erreurs lors de la phase de résolution de MARINE, puisqu'il est possible dans MARINE de forcer la frontière du bassin versant.

Cependant, il arrive que le cas inverse se produise et alors la surface drainée calculée ne couvre pas la totalité du bassin versant. Dans ce cas, le forçage des valeurs des points concernés du MNT va générer un relief synthétique, drainant la rivière principale mais dont les valeurs des pentes seront erronées.

Bien sur il serait possible de modifier les MNT avec des données ponctuelles ou bien de forcer les lignes d'iso-altitudes à partir de simples cartes papier IGN ou bien encore de mettre en œuvre des procédures plus complexes mais fournissant des MNT plus fiables, en accord avec le réseau permanent (Charleux-Demargne, 2001). Ceci nous permettrait de caractériser, avec une précision suffisante, les frontières des bassins, mais ceci ne modifierait pas les chemins d'écoulements évalués dans la résolution de MARINE.

Les différents tests réalisés sur des régions du Sud de la France ont permis de bien reproduire les bassins pour des MNT IGN de résolution inférieure ou égale à 50m (cf. exemple de Répudre présenté sur la figure ci-dessous pour lequel un MNT à 50m a été utilisé pour déterminer la frontière du bassin versant). Toutefois, pour des MNT IGN de 100m, il a pu arriver que les informations qu'ils contiennent ne suffisent pas, avec de simples procédures, à reproduire correctement les frontières des bassins.



Fig 124.: Exemple de frontière de bassin calculée (en noir) avec un MNT IGN à 50m (le Répudre affluent de l'Aude) et superposé aux contours « officiels » (fond de carte) (données DDE11).

Ces différents tests nous permettent de retrouver un des résultats obtenus dans le chapitre II concernant l'échelle maximale du support des données. Nous avions évalué cette échelle, par différentes méthodes, à environ 100m pour le MNT. Cet ordre de grandeur est ici confirmé. Cependant, il arrive que certaines particularités du bassin étudié nous conduisent à des seuils plus resserrés. Suite à cette étude de sensibilité, nous recommanderons donc, par précaution, de travailler avec des échelles de support des données du MNT plus fines, de l'ordre de 50m.

IV.2.3.1.2. Sensibilité à la résolution du MNT sur les hydrogrammes de crue à l'exutoire

Lorsque l'étape précédente a été franchie avec succès, le MNT qui suffit à décrire correctement les surfaces drainées de chaque point du bassin, peut alors être utilisé pour générer des MNT de résolution plus lâche. La frontière du bassin reste fixée par le MNT d'origine, puis les nouveaux MNT, de maille plus grande, sont introduits dans MARINE pour évaluer les hydrogrammes de crue. Dans ce cas, les valeurs moyennes des pentes générées restent les mêmes que celles du MNT d'origine, les frontières imposées ne sont plus sensibles aux MNT et MARINE peut être mis en œuvre.

On constate alors que les résultats obtenus sont très stables par rapport aux changements de résolution du MNT.

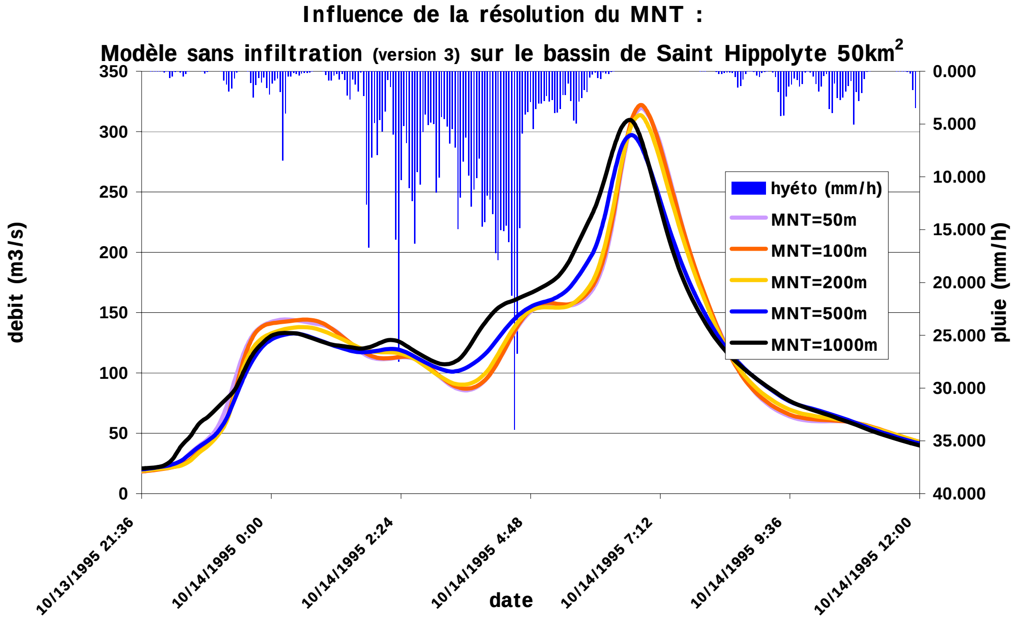


Fig 125.: Superposition des hydrogrammes de crue obtenus apes dégradation de la résolution du MNT

Ce test a été réalisé sur un petit bassin gardois avec une vitesse de ruissellement définie par la résolution eulérienne de l'équation de continuité et l'approximation de l'onde cinématique et pour une infiltration nulle.

Cela ne signifie pas qu'un MNT à 1000m peut être utilisé directement dans MARINE de façon satisfaisante, mais qu'à partir d'un MNT à 50m, on peut sous certaines conditions générer des MNT de maille plus lâche et les utiliser dans le code et généré des hydrogrammes de crue à l'exutoire du bassin versant. Cette approche nous permet de gagner du temps de calcul dans le module de résolution temps réel de MARINE. Nous ne l'utilisons toutefois que pour les exutoires des bassins versants (superficie de quelques centaines de kilomètres carrés) et non pas pour des prévisions intermédiaires (où la précision des données influence d'avantage les résultats).

IV.2.3.2. Influence de la précision des MNT

Afin d'envisager la capacité à MARINE de travailler à partir d'un MNT spatial, nous avons utilisé dans cette partie un MNT SPOT4 et nous avons analysé la sensibilité des résultats hydrologiques obtenus par comparaison avec ceux issus d'un MNT plus classique en France (IGN)[18].

Cette étude est spécifique et ne constitue en rien un résultat généralisable.

---

[18] Estupina-Borrell V., Chorda J. & Dartus D. (2003) Comparison of flash flood forecast with IGN and SPOT DEM with MARINE model. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. **soumis**.

IV.2.3.2.1. Les données

Pour cette étude particulière, nous avons travaillé sur l'événement des 12 et 13 novembre 1999 et plus précisément sur le bassin versant du Thoré. Il s'agit d'un bassin situé au Nord de celui de l'Aude succinctement présenté dans cette partie (il n'apparaît pas dans le chapitre spécifique à la présentation des événements exceptionnels du fait du manque d'observations, toutefois cette lacune ne gène en rien l'étude de sensibilité qui suit).

Les MNT utilisés

Deux MNT ont été utilisés dans cette étude :

- MNT IGN BD TOPO d'une résolution horizontale de 25m
- MNT SPOT 4 d'une résolution horizontale de 20m.

Le bassin versant concerné est celui du Thoré (Sud de la France) dont la superficie avoisine les 200 km^2. L'altitude du basin varie entre 215m et 1170m (source IGN). Le bassin est très encaissé au Nord par des gorges abruptes.

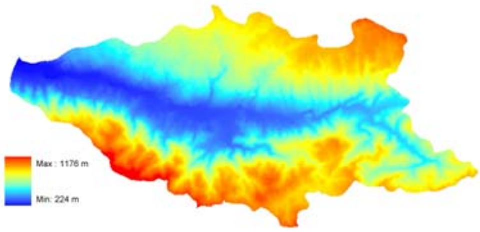


Fig 126.: MNT SPOT du basin du Thoré

La pluie

Il s'agit d'une lame d'eau HYDRAM issue d'une banque de données de Météo France.

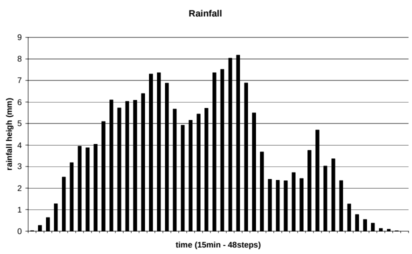


Fig 127.: Pluie tombée sur le bassin du Thoré

La pluie cumulée sur 48 heures avoisine une lame d'eau moyenne de 180 mm sur la totalité du basin, pouvant atteindre localement des cumuls de plus de 300 mm. Ce type d'événement correspond à la crue éclair de novembre 1999 qui est survenue dans le Sud de la France (Aude, Gard, Pyrénées Orientales, Hérault). Cet événement a été exceptionnel du fait de son étendue spatiale et des intensités locales de pluie qui ont été atteintes.

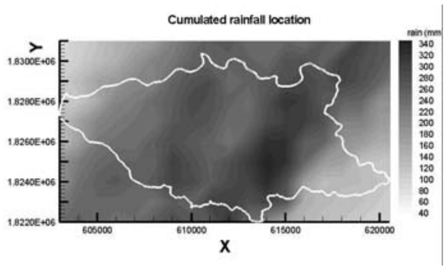


Fig 128.: Distribution du cumul de pluie sur le bassin du Thoré

L'occupation des sols

Nous pouvons observer sur la carte d'occupation des sols du Thoré interprétée à partir d'une image SPOT et présentée ci-dessous la part importante de la forêt. Les valeurs des coefficients de Manning sont extraites du (Chow, 1959): forêt dense 0.1, végétation dispersée 0.05, prairie 0.035, sol nu 0.025.

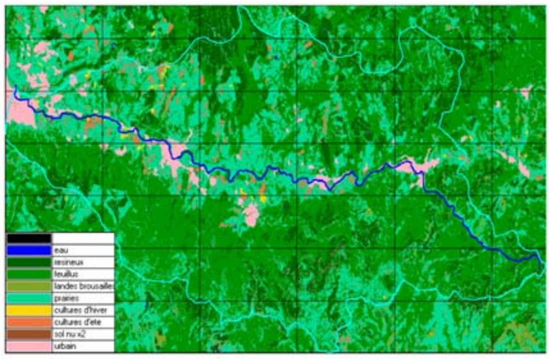


Fig 129.: Occupation des sols du basin du Thoré interprétée depuis une image SPOT

Le calage de la partie hydrologique de MARINE

De façon à n'étudier que l'influence des différents MNT sur le ruissellement superficiel, nous avons opté pour une infiltration nulle.

Les données du module hydraulique de MARINE

La description du lit du cours d'eau principal du basin peut être obtenu de différentes manières. Nous en avons retenu trois ici :

- à partir de mesures ponctuelles par un géomètre (GPS et théodolithe) de la topographie des lits mineurs et majeurs de la rivière;
- en projetant chacun des MNT (SPOT et IGN) sur le tracé en plan du cours d'eau principal extrait de la couche rivière de la BD TOPO de IGN ('chemin observé');
- en projetant chacun des MNT (SPOT et IGN) sur le tracé en plan du cours d'eau principal calculé par les méthodes hydrologiques de ArcView ('chemin potentiel de drainage').

Sur la figure ci-dessous sont représentés les traces en plan du Thoré obtenues par les 3 méthodes précitées ('THORE' pour le tracé obtenu à partir des mesures du géomètre, 'SPOT-

HYD' et 'IGN-HYD' pour les tracés obtenus par projection des MNT sur leurs chemins potentiels de drainage).

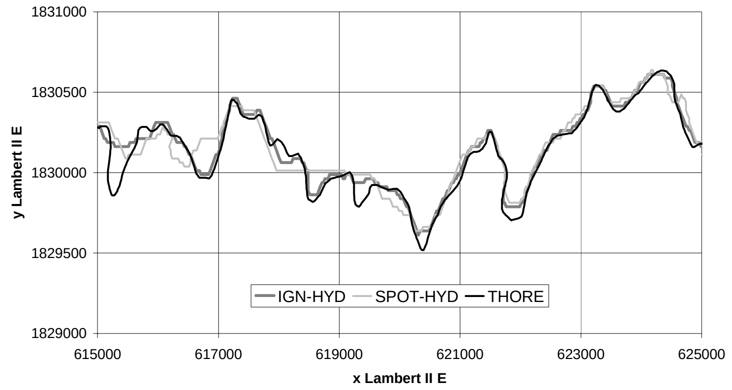


Fig 130.: Comparaison des tracés en plan du Thoré

Les 5 profils en long du Thoré ainsi obtenus sont représentés ci-dessous :

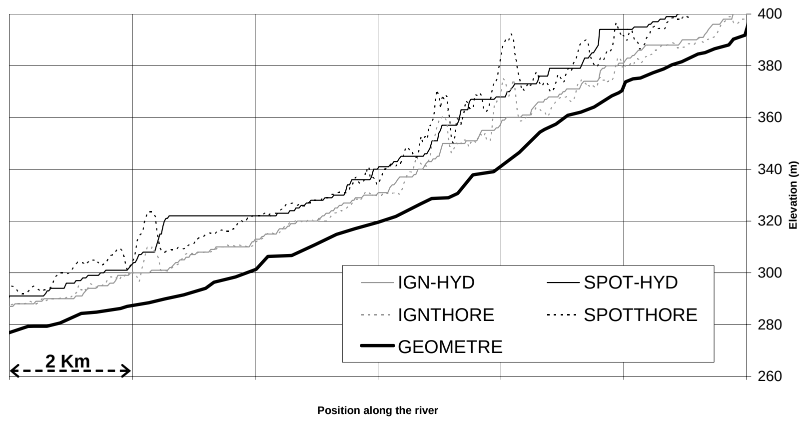


Fig 131.: Comparaison des profiles longitudinaux du Thoré

Le profil en long obtenu à partir des données du géomètre ('GEOMETRE') présente une décroissante monotone du lit. De nombreux seuils peuvent y être observés, rendant cette rivière très anthropisée.

Les 2 profils obtenus par projections des MNT sur la rivière 'observée' ('IGNTHORE' et 'SPOTTHORE') ne varient pas de façon monotone. Ils présentent des trous et des bosses abrupts rendant difficile toute modélisation hydraulique.

Les 2 profils obtenus par projections des MNT sur leur rivière 'potentielle' ('IGN-HYD' et 'SPOT-HYD') varient de façon plus régulières. Toutefois, ils ne prennent pas en compte les constructions humaines le long du lit, ce qui est assez limitant sur une rivière comme celle-ci où elles sont nombreuses (le comportement des équations de la dynamique

devenant très différent). De plus, (Chraleux-Demargne, 2001) a montré qu'il fallait mettre en oeuvre une méthodologie complexe ou bien disposer de quelques données très précises pour pouvoir rendre le réseau potentiel de drainage cohérent avec le réseau observé. Qui plus est, les profils obtenus par le MNT SPOT sont décalés verticalement d'environ 10 mètres par rapport aux profils IGN.

En conclusion, la partie hydraulique de la modélisation sera effectuée à partir des données du géomètre. Le but de cette partie est d'évaluer l'influence de la résolution verticale des MNT sur le cheminement du ruissellement sur les versants ou sur de petits bassins versants. Les MNT utilisés dans cette étude n'ayant pas la prétention de décrire proprement le lit des rivières, cette partie des données sera commune et extraite d'une autre source d'information.

Les solutions des équations de continuité et de la dynamique sont obtenues en utilisant le schéma aux différences finies de Preissmann (à travers MAGE). La géométrie du Thoré est décrite par 97 profils en travers (distants en moyenne de 250m) le long des 28350m de rivière. La pente du fond peut atteindre 4% en amont, mais reste de l'ordre de 1% plus en aval.

Plus de 20 seuils de hauteur comprise entre 1m et 6m sont introduits en tant que singularités le long de la rivière. Le lit majeur est décrit par la couche des lignes de niveaux de la BD Topo® d'IGN.

Une visite sur le terrain a permis d'évaluer les coefficients de Strikler du lit. Le lit étant constitués de gravats et pavets, son aspect étant irrégulier avec de larges blocs de roches et l'effet de la végétation n'y étant pas négligeable, nous avons opté pour un coefficient de Strickler de 15 (l'influence de ce coefficient n'étant pas le sujet de l'étude ci-présentée).

En aval, la relation H(Q) est établie à partir de la hauteur normale. Les conditions initiales sont basées sur le régime permanent. Le pas de temps est variable et auto-ajusté de façon à garantir la stabilité et la convergence du modèle (selon le critère du nombre de Courant). Le pas de temps de sortie est fixé à 600s.

IV.2.3.2.2. Analyse topographique des MNT SPOT4 et IGN BD TOPO

Cette partie de l'étude est une étude comparative de la topographie des deux MNT. Les MNT sont utilisés sous leur version brute. Les résolutions horizontales des deux MNT sont très proches (20m pour le MNT SPOT et 25 m pour le MNT IGN). Dans un premier temps, nous les ré-échantillonnons de façon à avoir exactement les mêmes résolutions. La méthode de ré-échantillonnage est celle de ArcView ('resampling') avec une méthode bilinéaire.

Nous avons utilisé les points géodésiques de IGN pour avoir une première idée des différences d'altitude entre les MNT. Ces points sont géoréférencés et la précision sur leur altitude est au pire égale à 0.1 m. Certains de ces points sont des points particuliers : sommet du clocher d'une église, sommet d'une colline… Nous ne les utiliserons donc pas. La différence moyenne d'altitude entre ces points de référence et le MNT IGN est de -0.45 m et entre ces points et le MNT SPOT est de +3.81 m. Bien que le MNT IGN soit construit en tenant compte de ces points, il existe une petite différence en altitude. Ceci s'explique par la nature discrétisée suivant un maillage régulier du MNT. La différence entre l'altitude de ces points et du MNT SPOT est principalement due au fait que le MNT SPOT n'est pas un MNT mais un MNE (Modèle Numérique d'Elévation). Ce qui signifie que les altitudes du MNT SPOT sont en fait les altitudes du sursol et non pas du sol. Dans cette région, la végétation est essentiellement composée de forêts.

Comparaison des couches altimétriques des MNT

La différence des altitudes entre les deux MNT pour le basin versant du Thoré est présentée sur la figure ci-dessous. Cette différence est comprise entre -76 m et +58 m. Elle présente une valeur moyenne de +8.7 m et un écart type de 7.8 m. Les plus grosses différences sont situées dans les zones de fortes altitudes où la végétation y est très dense. Les altitudes du MNT SPOT sont globalement supérieures à celles du MNT IGN. Il semble y avoir a priori un léger basculement de l'un des MNT par rapport à l'autre dont la cause n'a pas pu être expliquée.

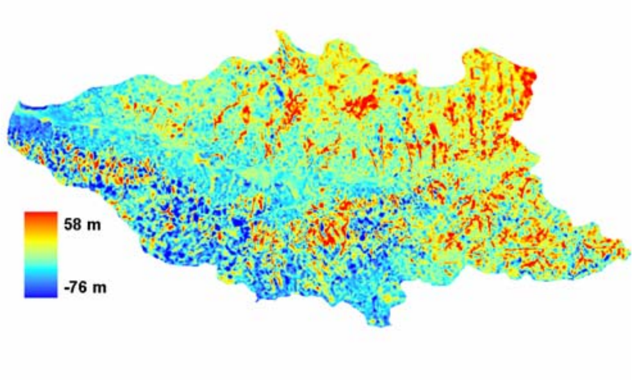


Fig 132.: Différence entre MNT SPOT et IGN

La fonction de répartition montre que plus de 64% des différences sont inférieures à 10 m.

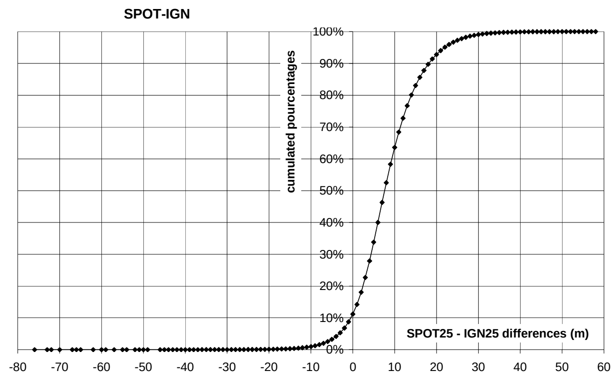


Fig 133.: Fonction de répartition de l'altitude extraite des deux MNT

Comparaison des couches de pentes des MNT

Les pentes sont les caractéristiques les plus importantes du MNT. En effet, dans le module de ruissellement de MARINE, il s'agit des seules données issues du MNT à être utilisées. Les représentations ci-dessous des pentes des deux MNT montrent l'aspect « mieux défini, plus précis » du MNT IGN comparé à l'aspect « plus flou » du MNT SPOT.

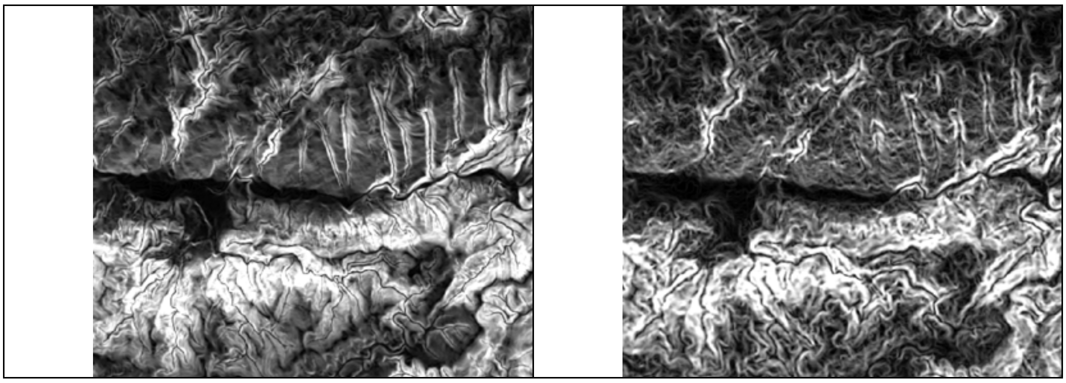


Fig 134.: Extrait des lignes d'iso-pente des MNT IGN et SPOT

Les statistiques de comparaison des pentes de ces deux MNT sont résumées ci-dessous :

	moyenne	Écart type
Pentes IGN	25 %	17 %
Pentes SPOT	23 %	16 %

Tab 34 Pentes

Les différences entre pentes ne sont pas très importantes, contrairement à celles des altitudes. Les valeurs moyennes des pentes ne diffèrent que de 2% sur 25%.

Discussion

Les MNT peuvent être définis à travers plusieurs couches : la couche des altitudes, la couche des pentes, la couche du réseau hydrographique, la couche morphologique…La présente étude ne concerne que les deux premières couches, elle montre que :

- Les couches des altitudes des MNT SPOT et IGN peuvent présenter localement de grandes différences ;
- Les couches des pentes par contre sont très proches. Cette caractéristique peut s'expliquer par le fait que les différences sur les pentes sont très dépendantes de l'échelle de mesure (Puech, 2000). (Puech, 2000) explique que la résolution horizontale du MNT définit la signification du mot pente. Nous avons pris soin dans cette étude d'utiliser des MNT de résolution horizontale semblable de façon à parler des mêmes 'pentes'. Les ordres de grandeurs des couches IGN et SPOT sont alors tout naturellement du même ordre de grandeur. Même si ponctuellement on pourra observer des différences importantes.

Cette première étude nous laisse envisager de possibles applications hydrologiques pour les deux MNT, étant donné que les ordres de grandeur et comportements moyens de la couche des pentes sont comparables pour les deux MNT.

IV.2.3.2.3. Délimitation des bassins versants à partir des deux MNT SPOT4 et IGN BD TOPO

Les deux MNT ont été successivement traité par le module hydrologique de ArcView. La fonction ‘fill sink’ a bouché 718 trous d’accumulation potentielle pour le MNT SPOT contre 260 pour le MNT IGN. La fonction ‘watershed’ définit les frontières du bassin : 202 km^2 (SPOT) et 201 km^2 (IGN). La longueur de la rivière équivalente à l’exutoire est de : L_{IGN} = 36,5 km contre L_{SPOT} = 35,3 km. Le traitement sous MARINE a fourni des résultats semblables.

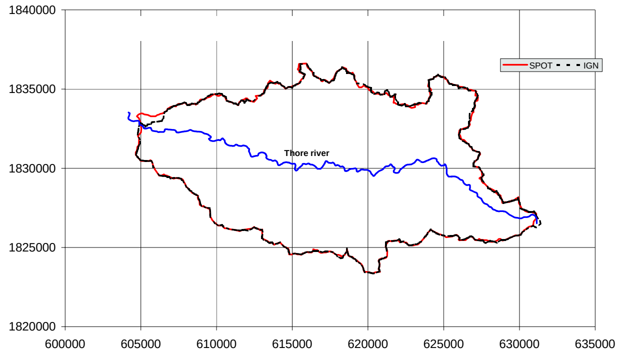


Fig 135.: Comparaison des délimitations du bassin versant obtenues à partir des deux MNT

Les surfaces drainées sont comparables avec moins de 1% de différence entre les deux MNT.

IV.2.3.2.4. Discussion

Le MNT IGN construit à partir de lignes d’iso-altitude issues de photographies stéréoscopique apparaît plus ‘réaliste ou naturel’ que le MNT SPOT qui présente davantage de ‘bruits’. La construction du MNT IGN le rend plus cohérent d’un point de vue topographique. Le MNT SPOT, composé de pixels indépendants, ne contient pas de cohérence topographique intrinsèque. (Kenward *et al.*, 2000) établit le même type d’observations sur ses MNT : «the reference DEM produces a sharp image that clearly defines the valley network whereas the USGS and the SIR-C images, while having the same general structure, show many local variations that have the effect of making the image more diffuse.»

Cependant, les pentes calculées à partir des deux MNT fournissent des résultats semblables (23 et 25% de moyenne), même si l’aspect de leurs lignes d’isovaleurs diffère : elles ont un aspect rugueux (anguleux) pour le MNT SPOT et linéaire pour le MNT IGN.

Il semble important de noter ici que les pentes considérées ici sont assez importantes, ce qui n’est probablement pas sans conséquence sur les résultats. En effet, d’une part les grandes pentes vont engendrer des erreurs relatives plus faibles, et d’autre part les régions pentues vont concentrer le ruissellement superficiel dans des chenaux très rapidement et organiser ainsi la structure du bassin versant, organisation qui est visible à travers le MNT.

(Kenward *et al.*, 2000), dont les résultats montrent que le MNT spatial est difficilement utilisable, travaille à partir d’un basin versant moins pentu (la pente moyenne est inférieure à 15% sur les 2/3 du bassin) . A première vue, cette propriété de pente suffisamment importante semble être un critère définissant la faculté d’un bassin à être décrit par un MNT pour être utilisé à des fins de modélisation hydrologique.

Afin de comparer les processus de ruissellement superficiel sur les deux MNT, le modèle MARINE va être appliqué dans la partie suivante.

IV.2.3.2.5. Modélisation hydrologique complète avec MARINE

Analyse des résultats du module hydrologique de MARINE

Le modèle de ruissellement répartit les apports latéraux provenant des sous bassins versants le long de la rivière principale. Les hydrogrammes ainsi obtenus sont les conditions à la limite du module hydraulique. Aucun affluent n'est entré dans le programme, la tendance de l'eau à se concentrer en rigoles (cours d'eau potentiels de drainage) se déduit du MNT. Les affluents sont donc naturellement définis par les propriétés du ruissellement sur les versants.

Sur la figure ci-dessous nous avons représenté le volume cumulé des hydrogrammes de chacun de ces affluents et nous les avons représentés en respectant leur répartition géographique le long du Thoré.

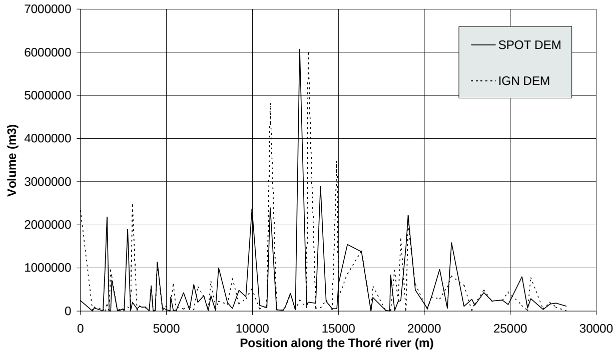


Fig 136.: Profile longitudinal du cumul des apports latéraux le long du Thoré

Sur la figure ci-dessous est présenté un hydrogramme complet pour un affluent calculé à partir des deux MNT. On y constate la bonne correspondance des deux courbes.

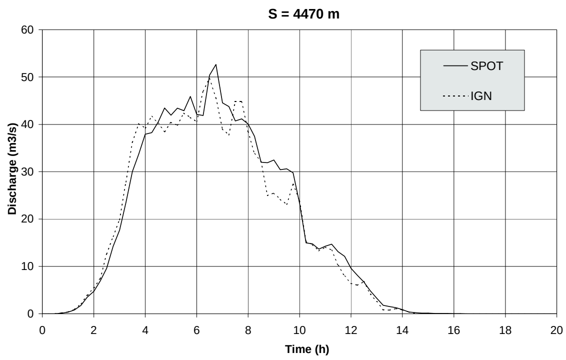


Fig 137.: Exemple d'hydrogrammes de crue issus d'un apport latéral (sortie de MARINE hydrologie) obtenus par les deux MNT

Toutefois, vers le milieu du Thoré, on peut noter une différence importante dans la localisation d'un de ces apports entre les deux MNT (abscisse 12750 m et décalage de 500 m

environ). A cet endroit se trouve la confluence du Thoré avec son affluent principal dans une zone particulièrement plate. Il devient alors délicat d'établir des chemins de drainage cohérents sur ce type de relief.

A titre d'illustration est présenté ci-dessous le réseau potentiel de drainage obtenu par ArcView. Le réseau obtenu est constitué de drains parallèles et rectilignes extrêmement rapprochés. Ce problème, courant dans les régions plates, pourrait être résolu en utilisant d'autres couches d'information (réseau hydrographique observé par exemple) ou des méthodes d'extraction du réseau potentiel de drainage plus sophistiqué.(Charleux-Demargne, 2001)

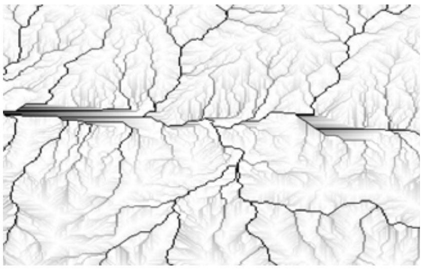


Fig 138.: Estimation du réseau potentiel de drainage par ArcView dans une région plate

Ce grand sous basin versant collecte les apports de trois rivières. Cette caractéristique se retrouve à travers l'aspect de l'hydrogramme de crue (trois différents temps de concentration pour trois différents sous bassins).



Fig 139.: Sous bassin principal du basin du Thoré

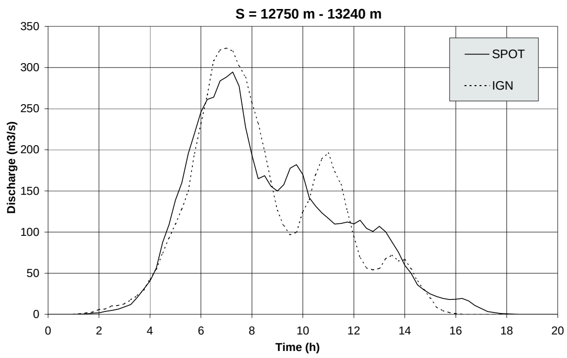


Fig 140.: Comparaison des hydrogrammes de crue du plus grand affluent du Thoré obtenus par les deux MNT

Il est à noter que le décalage présenté est le maximum observé, tous les autres cas concordent quasi parfaitement.

Suite à cette première étude, il semblerait que pour des bassins versants d'une taille inférieure à 40 km^2, les MNT SPOT et IGN peuvent fournir des simulations hydrologiques comparables à condition que les pentes des versants soient suffisamment importantes.

Analysons maintenant l'impact de ces différences sur l'hydrogramme de crue du Thoré à l'exutoire du basin versant.

Analyse des résultats du module hydraulique de MARINE

Les hydrogrammes des affluents sont entrés dans le module de transfert de la crue dans le Thoré (pluies semblables à celles ayant engendré la crue éclair de novembre 1999). Sur la figure ci-dessous, nous pouvons observer l'évolution de la crue dans le temps et le long du tracer du Thoré obtenue à partir du MNT SPOT.

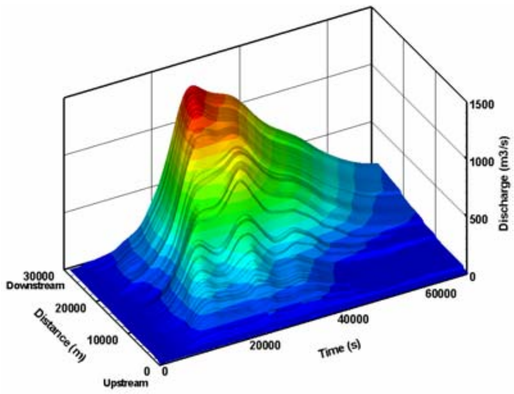
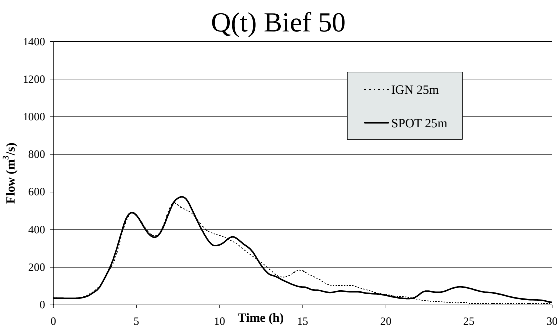


Fig 141.: Hydrogramme de crue le long de la rivière principale pour le MNT SPOT

Les trois figures qui suivent représentent les hydrogrammes de crue simulés à différents endroits du Thoré pour les deux MNT.



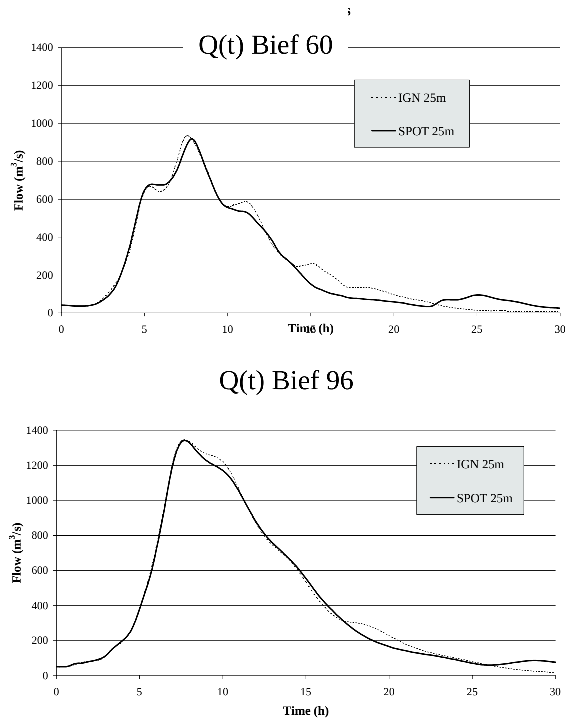


Fig 142. Hydrogrammes de crue pour différentes positions le long du Thoré : en amont, juste après la confluence avec l'affluent principal et en aval

Les hydrogrammes ainsi obtenus sont semblables bien qu'ils présentent quelques différences tout en amont du bassin. Les volumes et évolutions temporelles des deux simulations sont très proches : le volume cumulé à l'exutoire est de $4.62.10^7$ m^3 pour le MNT IGN et de $4.56.10^7$ m^3 pour le MNT SPOT, différence négligeable au vue de l'ampleur de la crue due d'une part à la quantité d'eau précipitée sur le km^2 de différence des aires du bassin versant et d'autre part au traitement des MNT (bouchage de trous).

Ainsi, la prévision hydrologique de crues type crue éclair à l'exutoire du basin n'est pas particulièrement affecté par la nature du MNT, le rôle intégrateur du bassin versant (200 km^2) ayant absorbé toutes les différences que l'on pouvaient observer à une échelle plus fine (filtre passe bas).

IV.2.3.3. Conclusion de cette étude

Les MNT SPOT et IGN à différentes résolutions du bassin du Thoré ont été utilisés pour faire des simulations hydrologiques via le code MARINE.

Le lit de la rivière principale du bassin a été décrit par des données fournies par un géomètre et sont venues remplacer celles que pouvaient fournir les MNT. Le module de ruissellement de MARINE utilise donc seulement les MNT alors que le module hydraulique de MARINE utilise seulement les données du géomètre. Le but de cette étude étant d'évaluer l'impact de la résolution spatiale du MNT sur la mise en oeuvre de MARINE et d'évaluer l'impact des différentes précisions verticales des MNT SPOT et IGN sur le ruissellement sur les versants.

En ce qui concerne la résolution du MNT, les tests de sensibilité menés ici ont montré qu'il pouvait être nécessaire de resserrer le critère que nous avions fixé comme inférieur à

100m dans le chapitre II. En effet, pour certains bassins, il est arrivé que cette résolution se soit avérée ne pas être suffisamment fine. Nous recommanderons donc plutôt une échelle du support du MNT à 50m.

Ensuite, En ce qui concerne la précision verticale du MNT, une première comparaison topographique des deux MNT par un SIG a mis en avant de nombreuses différentes sur les couches altimétriques. Le MNT SPOT contient une information plus diffuse que le MNT IGN. Le MNT SPOT a été construit à partir de données digitales non structurées alors que le MNT IGN provient d'une source analogique conservant la structuration topographique du terrain.

Les couches des pentes, par contre, présentent des propriétés très semblables. Pour ce bassin, les pentes ont des valeurs importantes, ce qui rend son utilisation plus fiable. Par conséquent, les frontières des bassins versants obtenus à partir des deux MNT sont extrêmement proches. Cette caractéristique est très importante en hydrologie distribuée, puisqu'elle traduit la notion d'aire drainée et donc de points ayant une influence hydrologique sur l'exutoire. La bonne définition de cette caractéristique est une condition nécessaire pour l'application de MARINE.

Les hydrogrammes de crue des différents affluents le long du Thoré sont tout à fait comparables, bien que les confluences situées dans des zones trop plates ne fournissent pas de résultats satisfaisants. Enfin, les hydrogrammes à l'exutoire du bassin versant sont eux très proches, les quelques différences intermédiaires ayant été intégrées par la surface du bassin (200 km^2).

En conclusion, nous pensons que la prévision hydrologique à l'exutoire de ce bassin peut être envisagée quelque soit le MNT SPOT ou IGN utilisé, du fait de certaines caractéristiques du bassin, à savoir :

- Pentes importantes (25% en moyenne)
- Faible anthropisation du bassin (meilleure précision du MNT, organisation du ruissellement suivant le terrain naturel)

Les hydrogrammes simulés différent alors de quelques pourcents ce qui est négligeable dans la problématique des crues éclair.

IV.2.4. Bilan des tests de sensibilité

Une batterie de tests de sensibilité a été réalisée de façon à permettre de mieux appréhender le comportement du modèle. Ces tests mettent en évidence que :

La connaissance au moins qualitative de l'occupation du sol est nécessaire. La connaissance nécessaire de sa distribution spatiale est fonction des échelles de sortie des hydrogrammes de crue, de l'homogénéité de cette donnée sur le bassin et de la répartition spatiale des hétérogénéités de cette donnée.

La prise en compte du réseau potentiel de drainage secondaire (chevelu autre que affluents principaux) dans la modélisation est nécessaire. Cette prise en compte a été réalisé (pour le modèle lagrangien) par l'introduction d'un paramètre lié à la densité de drainage amont du pixel étudié. Toutefois, la nécessité de prise en compte d'un réseau de drainage a une échelle plus fine que celle du pixel ne fait pas l'objet de ces travaux.

L'humidité initiale du sol est un paramètre influent surtout lors des premiers pas de temps. Elle va donc jouer sur les dates de dépassement des seuils d'alerte en particulier. Elle devra donc être correctement anticipée. Toutefois, ce paramètre n'est pas le plus influent du modèle.

En effet, la conductivité hydraulique du sol est bien le paramètre qui conditionne le plus la réponse du modèle en terme d'hydrogramme de crue. Les tests ont aussi montré que seule lé prédétermination à base physique de ce paramètre n'était pas toujours suffisante. Il peut arriver que certains bassins demandent un calage spécifique de ce paramètre.

Les tests de sensibilité sur les modèles de propagation dans les cours d'eau principaux montrent que la précision nécessaire de la description du lit mineur est avant tout fonction des objectifs de simulation suivis. Par exemple, la précision sur la délimitation géographique de la laisse de crue simulée est fortement dépendante des ces données alors que l'obtention de prévision hydrologique des hydrogrammes de crue peut se contenter de schématisation des lits des cours d'eau.

La répartition spatiale des pluies engendrant des crues éclair conditionne la réponse hydrologique du bassin. Toutefois, la prévision temps réel des crues éclair passe par une prévision temps réel des précipitations. Cette donnée étant la variable explicative de la crue la plus influente, les prévisions temporelle dans un premier temps et spatiale dans un second temps sont capitales. Ainsi, l'introduction de lames d'eau prévues est l'une des futures pistes d'investigation de ces travaux de thèse.

Enfin, les tests de sensibilité sur les MNT montrent qu'il ne faut pas trop dégrader la résolution spatiale de l'information de base. Ceci sera d'autant plus vrai que le résultat attendu sera des prévisions hydrologiques à plus fine échelle. Par contre, une certaine imprécision sur les altitudes absolues peut être tolérée (tant que la carte des pentes est peu changée) et l'utilisation de MNT spatiaux est parfaitement envisageable.

IV.3. Test de possibilités d'extension de MARINE

La validation a proprement parler du code est plus délicate, puisqu'elle suppose une connaissance relativement précise des hydrogrammes de crues à l'exutoire des bassins mais aussi des observations faites plus amont susceptibles de valider la distribution des processus telle qu'elle a été modélisée, le tout pour un nombre élevé d'événements. Une telle connaissance des crues éclair étant bien illusoire à ce jour, nous nous contenterons de validations partielles sur un petit nombre de crues éclair.

IV.3.1. Discussion sur les critères d'évaluation d'une simulation

Afin de qualifier les résultats des simulations réalisées, nous nous sommes intéressés aux différents critères disponibles et à leurs pertinences dans le cadre de notre problématique (cf. annexe4) (Estupina-Borrell *et al.*, 2003).

Ainsi, l'utilisation et l'interprétation des critères les plus couramment utilisés sont délicates. Selon (Lettenmaier & Wood, 1993), pour évaluer la qualité de la prévision, il est préférable d'utiliser le biais (pour l'erreur systématique), la variance (pour l'erreur aléatoire) et l'erreur absolue moyenne (pour les deux).

Ce dernier critère est plus adapté que le carré de l'erreur moyenne puisqu'il est moins dominé par un petit nombre de grandes erreurs et est de fait un indicateur plus fiable des amplitudes d'erreurs typiques.

De plus, le coefficient de corrélation et le critère de Nash restent les plus utilisés. Le premier représente l'erreur aléatoire seulement tandis que le second contient les deux types d'erreur[19].

A ces caractéristiques intrinsèques se rajoutent les objectifs des simulations. En effet, dans la problématique qui nous concerne, la phase de la montée de crue et le paroxysme de la crue sont des étapes décisives dans la prévision opérationnelle des crues.

Un bon résultat sera donc un hydrogramme de crue qui présentera une erreur systématique quasi inexistante, une erreur aléatoire faible le long de la courbe de montée de façon à ne pas être tenté de déclencher d'alerte trop souvent et une bonne estimation sur la date d'arrivée de la côte d'alerte. Cette dernière n'étant pas toujours disponible lors de ces essais, nous avons utilisé comme référence systématique le pic de crue.

Ainsi, il semble difficile de se contenter de l'estimation d'un seul de ces critères pour juger de la pertinence d'un résultat, puisqu'il faudrait définir des critères d'évaluation de la qualité d'une simulation par rapport à une utilisation potentielle donnée.

Nous avons donc utilisé les critères suivants :

- coefficient de corrélation pour l'erreur aléatoire
- biais relatif pour l'erreur systématique.
- Nash (ou efficience) pour une erreur globale

De plus, nous ferons suivre ces critères d'une évaluation qualitative de la courbe de montée et de la date d'apparition du pic de crue.

---

[19] Gaume, E. (2000) Cours d'hydrologie : cycle de l'eau et modélisation pluie – débit - ENGREF

IV.3.2. Test de validation sur l'Orbieu

MARINE a été testé dans le cas de la crue de l'Orbieu des 12 et 13 novembre 1999[20]. Durant cette crue, l'Orbieu est l'affluent de l'Aude qui y a le plus contribué. Nous avons choisi d'étudier la partie amont de ce bassin en retenant le village de Lagrasse pour exutoire puisque des observations de débits y étaient disponibles (cf. chapitre II).

Rappelons que les données de pluies disponibles ne sont pas complètes à l'heure actuelle. En effet, nous disposons de 3 pluviographes sur le bassin, que nous avons répartis suivant la méthode de Thiessen. Les intensités maximales observées sont de 60 mm/h, la durée de la pluie est de 1.5 jours et le cumul sur le bassin serait de l'ordre de 300 à 400 mm.

Les hauteurs d'eau observées à Lagrasse nous renseignent sur les débits mais il ne s'agit que d'une indication bien incertaine.

Nous avons mis en œuvre MARINE pour simuler cette crue. La méthode de ruissellement retenue est celle des isochrones variables couplées à l'approximation de l'onde cinématique. Les trois méthodes de pertes par infiltration disponibles ont été testées et comparées : infiltration à coefficient de ruissellement constant, concept de Horton, modèle de Green & Ampt. Les résultats obtenus sont présentés ci-dessous :

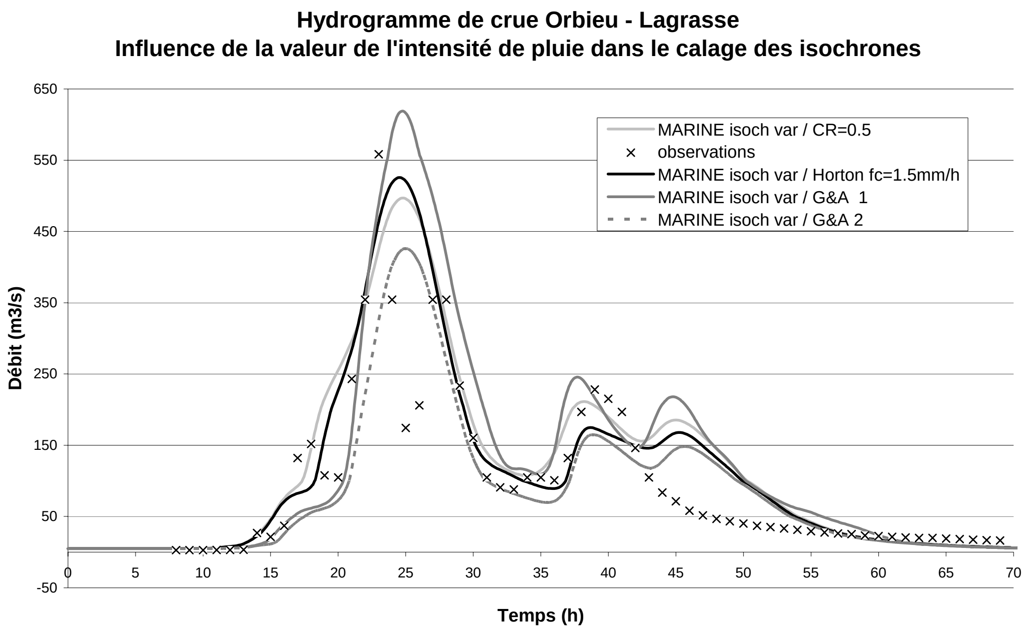


Fig 143. : Hydrogrammes à Lagrasse - MARINE pour différents modèles d'infiltration

simulation	Critère de Nash
MARINE CR	0.64
MARINE Horton	0.67

[20] Estupina-Borrell V., Chorda J. & Dartus D. (2003) Flash floods anticipation. *CRAS Géophysique*. **soumis**.

MARINE GA1	0.59
MARINE GA2	0.55

Tab 35 Valeurs des critères pour les simulations

Les valeurs du critère de Nash calculé pour chacune des simulations sont présentées ci-dessus. Ces valeurs sont toutefois biaisées par les erreurs supposées sur les observations (creux partageant le double pic).

Pour le modèle de ruissellement, les valeurs des coefficients de Manning, présents dans l'approximation de l'onde cinématique, sont celles proposées par (Chow, 1959) et le calage des temps des isochrones est effectué via la prévision de l'intensité de pluie à l'échelle du bassin (30mm/h retenu).

Pour le modèle d'infiltration à coefficient de ruissellement constant, nous avons utilisé les données recueillies pour fixer la valeur du coefficient :

- carte d'occupation des sols (dominance de la forêt)
- valeurs des pentes (souvent supérieures à 10%)
- sol à base de limon/argile.

Ces informations nous ont permis d'appliquer les valeurs correspondantes des coefficients de ruissellement (de l'ordre de Cr=0.5).

Nous constatons que l'hydrogramme obtenu est satisfaisant, tant au niveau des dates d'apparition des différentes phases de la crue que des valeurs des débits.

Ce modèle n'a donc pas nécessité de calage à proprement parler à partir des observations.

Pour le modèle d'infiltration selon Horton, nous avons dû utiliser les paramètres préconisés pour un sol très argileux de façon à obtenir des résultats satisfaisants. Nous avons fixé les paramètres β à 0.1 min^{-1} et fo à 4*fc. La valeur de fc a dû être ajustée à fc=1.5mm/h.

Pour le modèle d'infiltration de Green & Ampt, nous avons utilisé le même sol limon / argile avec les paramètres préconisés par (Maidment, 1993), soit : Sf=0.2088m, porosité=0.464. La conductivité hydraulique a dû être ajustée à 1.5mm/h et l'humidité initiale a dû être calée à 0.0 (courbe GA 2 sur le graphique). Nous avons aussi testé un sol de type limon / argile/ sable soit : Sf=0.2185m, porosité=0.398. La conductivité hydraulique a dû être ajustée à 1.5mm/h et l'humidité initiale a dû être calée à 0.0 (courbe GA 1 sur le graphique).

Ainsi, le modèle de Green & Ampt présente 2 paramètres de calage : la conductivité hydraulique et une condition initiale (l'humidité) qui doivent être calées. La valeur de conductivité hydraulique étant cohérente avec les plages de variations de cette grandeur que nous avons énoncées précédemment. Nous n'avons pas envisagé dans cette thèse d'obtenir cette valeur d'humidité initiale par des simulations extérieures à MARINE. Il est toutefois possible, dans une optique de prévision en temps réel, de simuler plusieurs courbes avec différentes valeurs d'humidité initiale et de se recaler sur la courbe qui coïncide le plus aux observations.

Bien sûr, il serait possible d'affiner ce calage, a posteriori (à partir des observations une fois la crue passée), mais ceci ne constitue pas notre voie de recherche.

Ainsi, les tests réalisés sur le bassin versant de l'Orbieu pour la crue de novembre 1999 montrent qu'il est possible, à partir d'informations sur la morpho-topographie du terrain,

sur l’occupations des sols, sur le type de sol et sur les précipitations de simuler correctement une crue éclair avec MARINE sans calage à proprement parler, c'est-à-dire en ayant donné au préalable des valeurs physiques aux paramètres du modèle (exception faite du paramètre d’humidité initiale des sols).

Il serait donc pertinent, d’éliminer cette seule phase de calage liée à la connaissance de l’état initial d’humidité des sols par le couplage de MARINE avec d’autres outils hydrologiques complémentaires.

IV.3.3. Application de MARINE pour les crues rapides (mais non éclair) sur de petits bassins versants gardois

IV.3.3.1. Contexte et objectif

L'objectif de cette étude est double. Il s'agit d'une part d'utiliser MARINE sur des banques de données un peu plus complètes que celles usuellement disponibles pour des crues éclair, ce qui permettra une phase de calage, et d'autre part d'envisager l'application de MARINE sur des crues rapides, moins violentes que les crues éclair.

De plus, la mise en oeuvre de TOPMODEL dans le chapitre II a montré que celui-ci pouvait être utilisé pour des crues rapides. Nous avons donc comparés les résultats obtenus avec MARINE à ceux obtenus avec TOPMODEL.

L'ensemble des données utilisées est celui présenté précédemment. Bien que la banque de données soit relativement complète, rappelons que les profils des cours d'eau ne sont pas connus et que les bassins peuvent présenter localement des terrains karstiques.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse sont détaillés dans (Estupina-Borrell & Dartus, 2003).

IV.3.3.2. Calage et portabilité sur un même site

Lors de cette application de nombreuses observations passées étaient disponibles. Ainsi, il a été possible de caler les valeurs des paramètres des modèles, puis d'utiliser une autre crue pour les tester. Dans le chapitre II, nous avions utilisé TOPMODEL sur ces mêmes crues, mais le choix des événements de référence pour le calage pouvait être différent.

Dans cette partie, nous avons fixé arbitrairement une crue comme événement de référence utilisée pour le calage (la crue des 3-5/10/95 à Saint Hippolyte) de façon à ne pas biaiser nos résultats. Il s'avère que l'événement retenu est complexe puisqu'il s'est produit en deux phases. Dans un second temps, nous avons porté les valeurs des paramètres ainsi obtenus pour simuler une autre sur le même bassin versant.

Ainsi, pour le calage de MARINE, nous avons testé le modèle de ruissellement superficiel décrit par le schéma eulérien couplé à un modèle d'infiltration constante et à un modèle d'infiltration hortonienne. Les meilleures performances ont été obtenues pour le modèle d'infiltration à coefficient de ruissellement constant avec :

- Ma = 0.05 (coefficient de Manning du bassin amont)
- Cr = 0.50 (coefficient de ruissellement constant)
- Ks = 20 (coefficient de Strickler de la rivière)

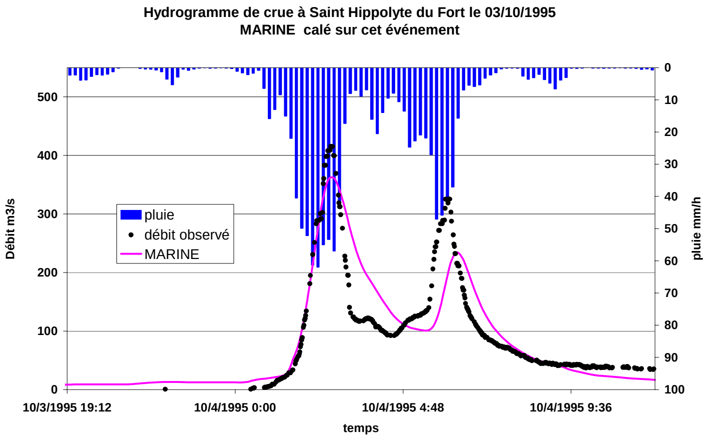


Fig 144.: Calage de MARINE – 3-5/10/95 à Saint Hippolyte

L'efficience est de 0.80, le coefficient de corrélation de 0.81 et le biais relatif de -0.03. Le calage du second pic n'est pas aussi satisfaisant que celui du premier, les valeurs des débits de pointe sont légèrement sous estimés et le second pic est retardé.

Cependant, la forme globale de l'hydrogramme de crue est correcte et la courbe de montée de crue (premier pic) très fidèle aux observations.

Rappelons ce que nous avions obtenu pour la même crue avec TOPMODEL :

- LnTo = 4.25 avec To en m2/h (transmissivité latérale maximale)
- M = 0.09 m (taux de décroissance)
- SrInit = 0.23 m (saturation initiale)
- ChVel = 5650 m/h (vitesse de ruissellement surfacique)

Les valeurs des paramètres calés présentent un ordre de grandeur correct.

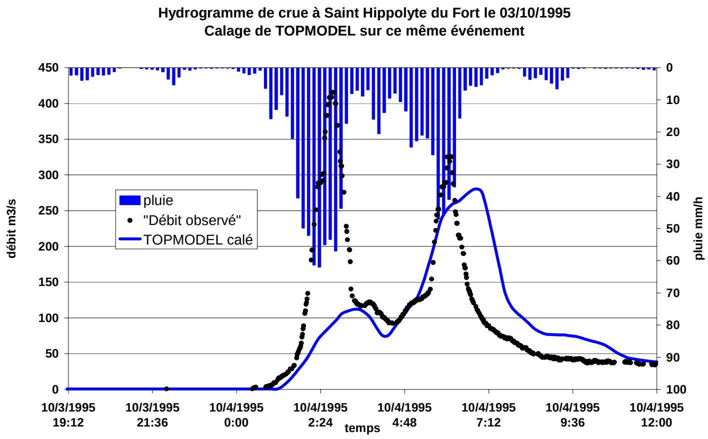


Fig 145.: Calage de TOPMODEL – 3-5/10/95 à Saint Hippolyte

Le biais relatif est de 0.01, l'efficience (Nash) de 0.30 et le coefficient de corrélation (R^2) de 0.47. Le premier pic de crue n'est pas reproduit.

Ainsi, sur cet événement particulier, MARINE fournit de meilleures simulations.

Nous avons ensuite utilisé les paramètres ainsi calés pour simuler une autre crue survenue sur le même bassin versant : la crue des 13-15/10/95 à Saint Hippolyte.
Nous avons alors obtenu les résultats suivants :

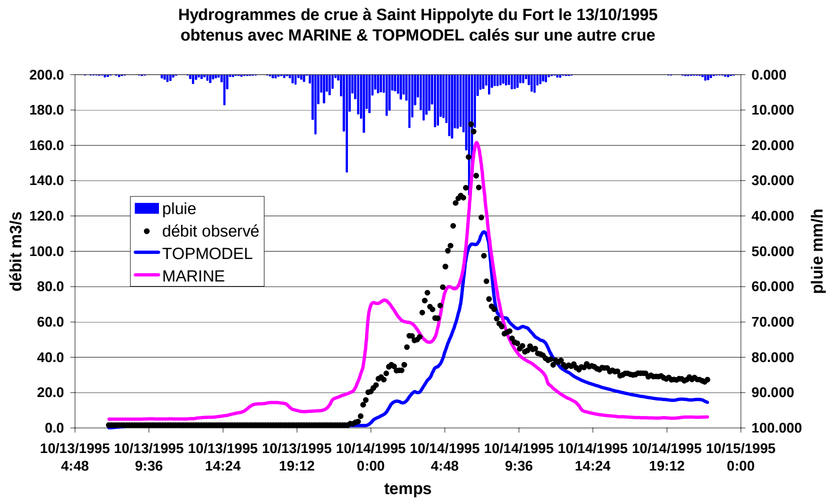


Fig 146.: Comparaison de MARINE & TOPMODEL calés sur une autre crue

Critères	MARINE	TOPMODEL
Biais relatif	-0.04	-0.28
Efficience (Nash)	0.6	0.40
Coefficient de Corrélation (R^2)	0.69	0.80

Tab 36 Valeurs des critères pour les simulations

Alors que TOPMODEL sous estime cette crue, MARINE exagère les variations de la courbe de montée mais reproduit correctement le paroxysme de la crue. Notons que TOPMODEL peut être plus performant en étant calé directement sur cette crue (chapitre II).

D'autres essais de calage ont été réalisés sur MARINE, nous avons obtenus :

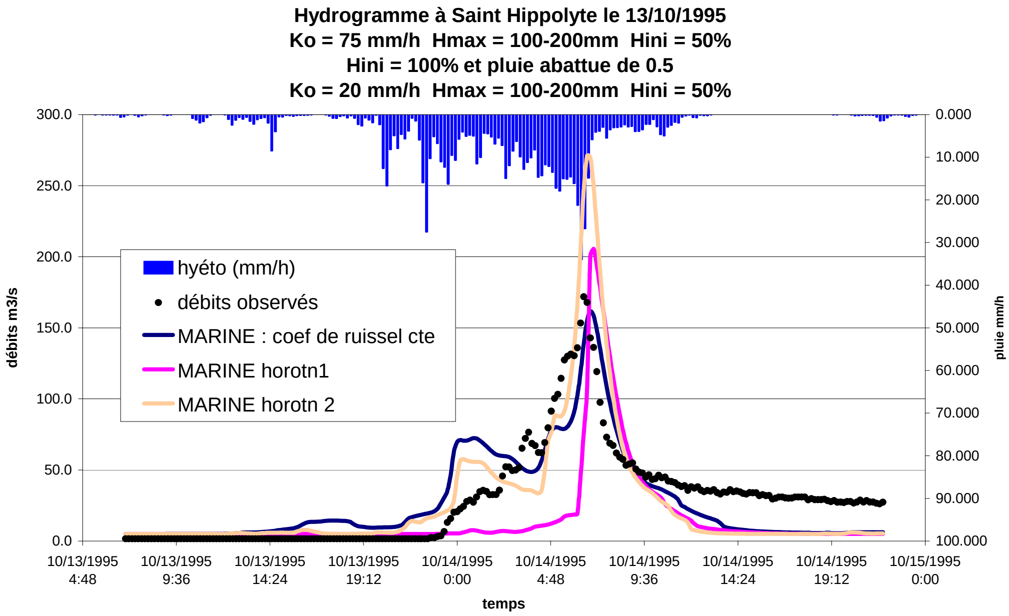


Fig 147.: Essais de calage de MARINE

Critères	MARINE Cr	MARINE H1	MARINE H2
Biais relatif	-0.04	-0.45	-0.07
Efficience (Nash)	0.61	-0.15	0.66
Coefficient de Corrélation (R^2)	0.69	0.35	0.72

Tab 37 Valeurs des critères pour les simulations

Nous constatons alors que la phase de montée de crue est directement influencée par le modèle d'infiltration choisi. Une infiltration de type hortonienne pourrait lisser la courbe de montée de crue, toutefois il n'a pas été possible de réaliser un calage optimal avec ce modèle. Les meilleures performances, en terme de critères, sont celles obtenues pour le calage précédent, c'est à dire pour une infiltration à coefficient de ruissellement constant.

Le pic de la crue, représentatif du paroxysme de la crue, présente la même forme quelque soit le modèle d'infiltration, seule son amplitude varie de façon considérable.

Ainsi, bien que les résultats de simulation obtenus pour cette crue ne soient pas très fidèles aux observations, le calage prédéfini des paramètres de MARINE conduit à des résultats acceptables.

Rappelons que cet événement est le plus faiblement arrosé des 3 événements testés (130mm cumulés contre plus de 200mm pour les autres crues), peut être atteignons nous la limite d'application d'un modèle où le processus de ruissellement superficiel est dominant lors de la genèse de la crue ?

IV.3.3.3. Calage et portabilité vers un site différent

Nous avons ensuite utilisé les calages obtenus pour simuler la crue des 3-5/10/95 à Corbès.

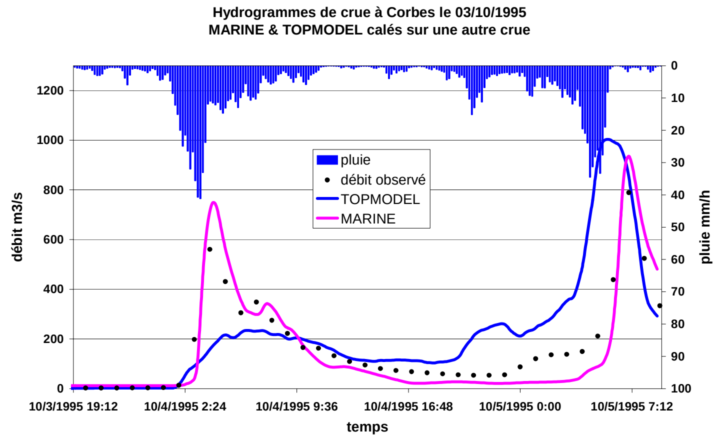


Fig 148.: Comparaison de MARINE & TOPMODEL –simulation de la crue des 3-5/10/95 à Corbès

Critères	MARINE	TOPMODEL
Biais relatif	-0.09	0.33
Efficience (Nash)	0.88	0.37
Coefficient de Corrélation (R^2)	0.91	0.43

Tab 38 Valeurs des critères pour les simulations

MARINE simule relativement correctement cette crue. Les deux pics sont relativement bien reproduits en temps et en volume, alors que TOPMODEL ne voit pas le premier pic et avance et surestime le second.

Remarquons à ce niveau que même un calage de TOPMODEL forcé sur cet événement ne conduit pas forcément à des résultats plus pertinents.

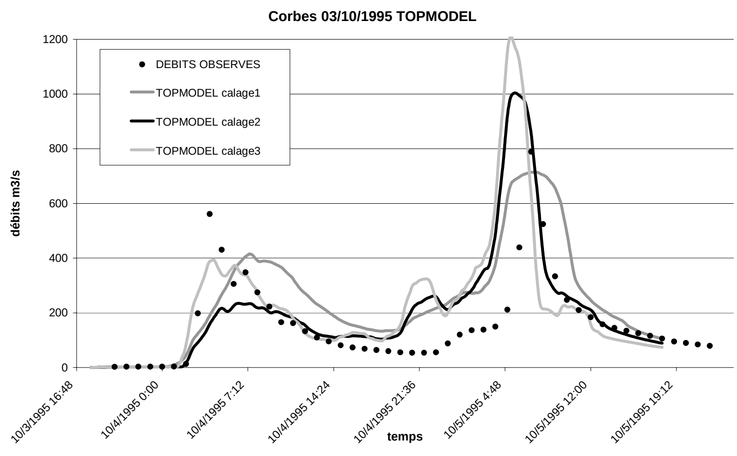


Fig 149.: Essais de calage de TOPMODEL sur la crue des 3-5/10/95 à Corbès à partir de chacune des 3 crues étudiées

Critères	TOPMODEL 1	TOPMODEL 2	TOPMODEL 3
Biais relatif	0.50	0.33	0.52
Efficience (Nash)	0.47	0.37	0.22
Coefficient de Corrélation (R^2)	0.64	0.43	0.34

Tab 39 Valeurs des critères pour les simulations

IV.3.3.4. Conclusion

Les résultats obtenus avec MARINE sur 3 crues rapides survenues dans le département du Gard tendent à confirmer que les paramètres de ce modèle sont portables d'une crue à l'autre et que ce modèle est utilisable pour des crues qui ne seraient pas des crues éclair, mais qui pourraient être aussi des crues dont la cinétique est rapide sans pour autant tout dévaster sur leur passage.

La comparaison de MARINE et TOPMODEL sur des crues rapides correctement observées, nous a conduit à supposer que plus la pluie est faible, meilleurs sont les résultats obtenus avec TOPMODEL et plus elle est forte, plus les performances de MARINE sont bonnes. Ceci pourrait s'expliquer par la complémentarité des deux modèles puisque l'un est plus adapté à la modélisation des écoulements sub-surfaciques, alors que l'autre au ruissellement superficiel et donc plutôt aux crues éclair. Toutefois, il est aussi probable que l'une des raisons des moindres performances de TOPMODEL puisse venir de la non prise en compte de la distribution de la pluie dans celui-ci, alors que MARINE la considère.

De plus, il est intéressant de noter que si l'on compare les résultats de TOPMODEL obtenus ici avec ceux obtenus dans le chapitre II, on remarque que TOPMODEL est très sensible au choix de l'événement de référence pour sa phase de calage alors que MARINE y est moins sensible. Ceci s'explique fort probablement par la large plage de variations de certains paramètres influents de TOPMODEL contre des valeurs plus ou moins imposées par la relation avec la signification physique des paramètres de MARINE.

IV.3.4. MARINE 2D sur la crue de l'Aude en 1999 : validation des laisses de crue obtenues par télédétection

IV.3.4.1. Contexte

Le projet "L'Eau et le Feu" proposé par SCOT à l'ESA avait pour objet de traiter l'apport des techniques spatiales dans le cadre de la gestion des risques d'inondation et d'incendie de forêt. Le volet relatif aux risques d'inondation s'adressait à deux problématiques qui intéressaient la Direction de la Défense et de la Sécurité Civile : les « inondations de plaines » et les « inondations rapides ». Le travail de l'IMFT ne concernait que la partie « inondations rapides ». Il avait pour objectif d'évaluer l'apport possible de la modélisation dans la gestion de crise. Cette approche a été validée en rajoutant *a posteriori* le phénomène observé à des fins de prévention. Cette étude traitait du cas concret des phénomènes observés lors des récentes crues de l'Aude et de l'Orbieu (France).

Les grandes lignes de l'étude présentée ici sont détaillées dans le rapport (Alquier *et al.*, 2000).

IV.3.4.2. Approche proposée

La zone géographique étudiée concerne la partie aval du bassin versant de l'Aude (1000 km^2) et la crue d'intérêt celle de novembre 1999 (présentée dans le chapitre II).

La zone inondée présentant une étendue surfacique considérable au-delà de la confluence entre l'Aude et l'Orbieu, la mise en œuvre d'un modèle de propagation de crue 1D sur cette zone serait donc approximative et l'introduction d'un modèle de propagation du type Saint Venant en 2D (TELEMAC 2D)[21] a été envisagée dans le module hydraulique de MARINE. Ainsi, la partie amont du bassin est traité par le module hydrologique de MARINE (approche suivant les isochrones variables stationnaires et infiltration à coefficient de ruissellement constant), tandis que le module hydraulique 2D de MARINE est mis en œuvre sur le lit majeur des cours d'eau principaux (Aude après Carcassonne et Orbieu après Lagrasse) selon un découpage simplifié issu d'une analyse du relief.

Au vu des données disponibles, la validation de la simulation ne peut être effectuée qu'à l'exutoire du bassin à travers l'hydrogramme de crue observé à Moussoulens. Néanmoins, le caractère distribué du modèle voudrait que des validations intermédiaires, plus en amont dans le bassin, soient effectuées. Nous nous sommes donc contenté, à ce niveau, de réaliser quelques vérifications intermédiaires issues de résultats secondaires fournies par le module amont hydrologique de MARINE.

---

[21] Le système TELEMAC est un ensemble de logiciels aux éléments finis dédiés aux écoulements à surface libre. Il est développé par la Direction des Etudes et Recherche d'EDF au Laboratoire National d'Hydraulique de Chatou. Il intègre les équations de Barré de Saint-Venant (1887) qui régissent les écoulements à surface libre en eaux peu profondes. Ces équations permettent d'accéder à des champs surfaciques de hauteur d'eau et de vitesses moyennes sur la verticale en fonction du temps. Des notes de principe, de validation et d'utilisation sont fournies par la D.E.R. d'EDF avec ce système. On peut citer, par exemple, cette publication récente réalisée avec cet outil : Hervouet J.M. & Petijean A. « Malpasset dam-break revisited with two dimentional computation » Journal of Hydraulic Research, Vol. 37, 1999 , NO. 6, pp 777-788

IV.3.4.3. Données utilisées

Il s’agit des données présentées précédemment. Nous disposons des lames d’eau précipitées évaluées à partir des mesures des radars météorologiques de Nîmes et de Toulouse appartenant au réseau ARAMIS de Météo France et à partir de relevés pluviométriques (DDE11). Ces mesures bien qu’entachées d’imprécisions du fait de la distance du site par rapport aux deux stations, permettent d’avoir une entrée quantitative et spatialisée sur le modèle pluie - débit. Le MNT à 100m a été utilisé pour la partie amont de la modélisation et le MNT à 25m pour la modélisation en 2D. La carte d’occupation des sols est dérivée du traitement d’image Landsat TM. Le résultat est ensuite ré-échantillonné à 100 mètres.

IV.3.4.4. Résultats des modèles

IV.3.4.4.1. Modèle pluies – débits

Résultats

La validation d’un modèle spatialement distribué passe d’une part par une validation globale du modèle avec le débit à l’exutoire du bassin et d’autre part par une validation des processus internes simulés. Cette dernière est généralement ignorée du fait du manque de données observées. Cependant, il est possible de réaliser quelques validations intermédiaires, autre que la reproduction d’hydrogramme de crue, et qui fourniraient déjà quelques indications sur la validité de la spatialisation réalisée. Les vérifications que nous avons retenues sont les suivantes :

- Reconstitution des frontières des sous bassins versants à petites échelles (<50 km^2),
- Reconnaissance des localisations géographiques des affluents au niveau de leur confluence avec l’Aude et ayant pris part, de façon notable, à la crue de l’Aude,
- Concordance des hydrogrammes des affluents obtenus avec les quelques témoignages ou valeurs mesurées disponibles:
- Reconstitution approximation d’un hydrogramme de crue à l’exutoire du bassin par un modèle de propagation 1D.

Ainsi, les résultats que nous avons obtenus en sortie du module hydrologique de MARINE sont :

- Plusieurs frontières de sous bassins versants de petite taille (<50 km^2) ont été calculées par MARINE et comparées aux contours mis à notre disposition par la DDE11. Ils correspondent avec les données :



Fig 150.: Exemple de frontière de bassin calculé avec un MNT IGN à 50m (le Répudre affluent de l’Aude) et superposé aux contours « officiels » (données DDE11).

- Pour chaque pixel de la frontière du domaine de sortie discrétisée du module hydrologique de MARINE des hydrogrammes de crue sont reconstitués. Les points présentant les hydrogrammes de crue de plus forte amplitude correspondent aux confluences entre les affluents et les cours d'eau principaux (à quelques centaines de mètres près). Ces calculs ayant été réalisés à partir des pluies observées, les affluents n'ayant pas contribués de façon significative à la crue n'apparaissent pas dans les résultats des simulations.
- Ces hydrogrammes intermédiaires ont pu être parfois confrontés aux rares observations disponibles. Par exemple, nous avons obtenu pour la Nielle un débit de pointe compris entre 800 et 1000 m3/s (suivant le calage des coefficients de ruissellement), qui doit être comparé à l'estimation de la DDE11 à environ 800 m3/s, soit un décalage d'au maximum 20%. A Mirepeisset sur la Cesse, le débit de pointe a été observé à 5 heures le 13/11 et le modèle prévoit ce débit 1 heure plus tard, ce qui semble tout à fait acceptable au vu de la précision des données pluvieuses.

Enfin, nous avons greffé en sortie du module hydrologique de MARINE un modèle de propagation 1D simplifié de type convectif et prenant en compte une plaine d'inondation sous la forme d'un réservoir unique, de façon à réaliser une première comparaison entre les hydrogrammes de crue simulés et observés à l'exutoire du bassin. Les résultats obtenus sont présentés ci-dessous.

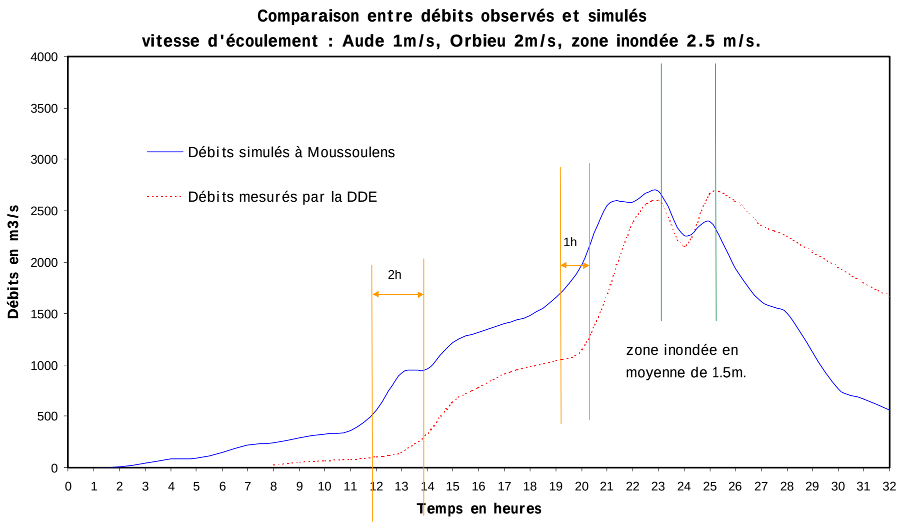


Fig 151.: Hydrogramme de crue à Moussoulens obtenu avec un modèle de propagation 1D à vitesse constante par bief

L'efficience est de 0.97, le coefficient de corrélation de 0.54 et le biais relatif de 0.06.

On constate que la forme générale des hydrogrammes, les débits de pointe et certains temps caractéristiques coïncident grossièrement. Certaines différences peuvent être soulignées et expliquées par les approximations réalisées, par les imprécisions introduites par les données, ainsi que par certaines simplifications des phénomènes physiques mis en jeu dans le modèle développé. D'autre part, la courbe de tarage (hauteur-débit) est exploitée par extrapolation des points jaugés pour des crues d'amplitude aussi élevée, ce qui rajoute une incertitude sur les valeurs du débit. Les résultats obtenus semblent donc pertinents au regard

des approximations et de la précision des données, le modèle hydrologique de MARINE sera donc utilisé en amont d'un modèle de propagation 2D (à la place du modèle 1D rustique présenté ici).

Critiques et améliorations possibles du modèle

Ce travail a été réalisé en 2000 et le modèle MARINE n'en était alors qu'à un premier stade de développement. Ainsi, la méthode de transfert utilisée était la méthode isochrone qui intégrait une variabilité spatiale, mais pas temporelle (hypothèse de stationnarité) couplée à un modèle d'infiltration simplifié. Cette dernière hypothèse n'a eu cependant que peu de conséquences sur les résultats puisque quelques averses ont précédées l'événement simulé ici et ont contribué à la saturation quasi-totale du sol avant le début de la simulation.

IV.3.4.4.2. Modèle de propagation de crues 2D

Cette partie du travail a été effectuée par Marie-Madeleine Maubourguet et Jacques Chorda chercheurs dans le groupe HYDRE de l'IMFT (Chorda & Maubourguet, 2000). Leurs résultats sont présentés ici de façon à fournir un élément supplémentaire sur la validation de MARINE. Elle est donc volontairement limitée à l'essentiel.

Résultats

Les hydrogrammes de crue fournis par MARINE ont été concentrés aux extrémités amont de la frontière entre les parties hydrologique et hydraulique.

Une modélisation hydrodynamique à grande échelle ne va pas sans poser un certain nombre de problèmes. La construction du modèle repose sur la fiabilité du M.N.T. Les versions mises à notre disposition pour cette étude ont révélé des imperfections relativement à nos besoins. La base de données ne fournit pas non plus la bathymétrie des cours d'eau. Pour résumer, la taille inhabituelle du maillage, l'étendue altimétrique de la topographie et le fort pourcentage de mailles sèches dans le lit majeur avant et pendant le passage de la crue ont entraîné des problèmes du point de vue de la résolution numérique. Ceci implique que les résultats présentés ci-dessous ne doivent être considérés que comme une qualification de l'utilisation de tels modèles pour la fourniture d'informations pertinentes vis à vis de la problématique de protection contre les crues.

L'hydrogramme de crue obtenu à Moussoulens suite à une étude grande échelle est le suivant :

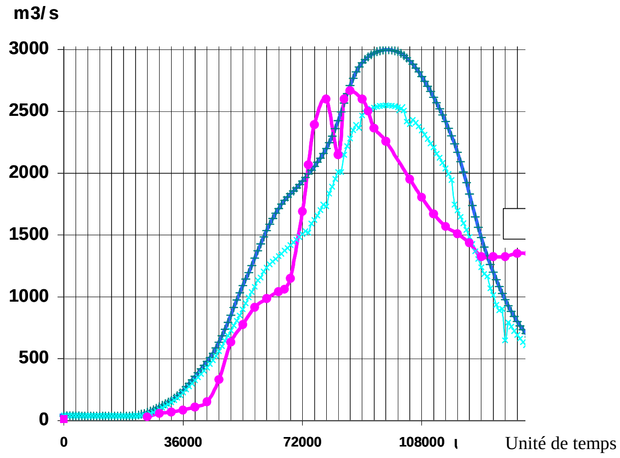


Fig 152.: Hydrogrammes de crue observé (rose) et simulés (bleus) avec différents coefficient de Strickler à Moussoulens

L'efficience est de 0.97, le coefficient de corrélation de 0.81 et le biais relatif de 0.02 pour la plus fiable des deux simulations.

Suite à quoi une étude de détermination du champ d'inondation plus locale a été réalisée à partir du MNT le plus précis (25m) et donc sur une zone réduite du domaine étudié (100 km^2 autour de la zone de Cuxac d'Aude). A cet endroit, la majeure partie de l'inondation a fait suite à une rupture de digue survenue à Sallèles d'Aude apparue au paroxysme de la crue (2500 m^3/s) et ayant entraînée un rupture du pont de la voie ferrée.

Nous ne disposions pas des valeurs observées in situ qui nous permettraient de contrôler la validité des résultats du modèle. Toutefois le rapprochement des zones inondées obtenues par le modèle avec les laisses de crues relevées par Landsat est tout à fait satisfaisante, comme le montre la figure suivante où les limites des laisses de crue sont figurées en trait noir tendant à prouver que les côtes maximales calculées sont correctes.

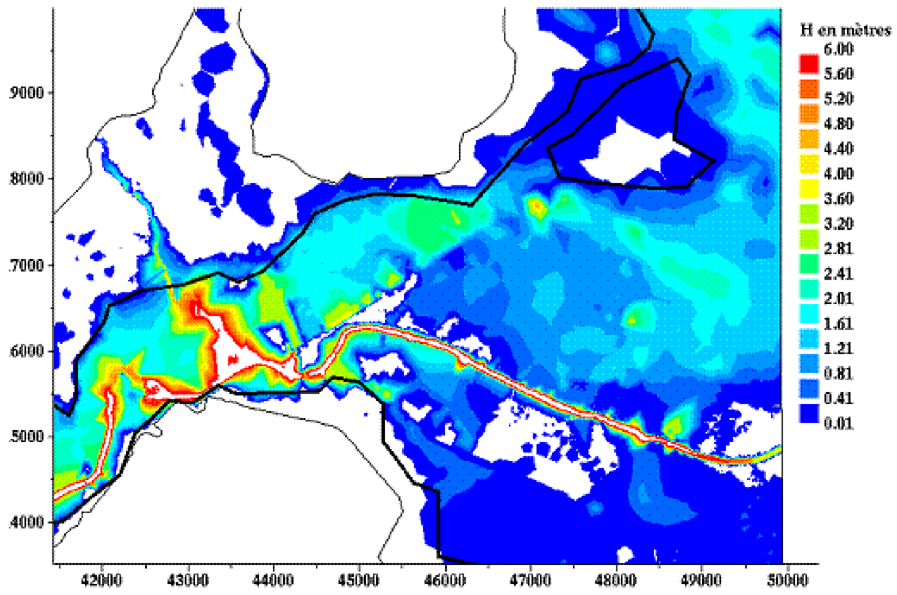


Fig 153.: Vue locale des submersions en rive gauche vers Cuxac et superposition avec la laisse de crue extraite de l'image satellitale

Il faut souligner que le modèle général à grande échelle constitue une tentative pionnière d'utilisation de Telemac2D pour une modélisation hydrodynamique des eaux continentales. Dans ce contexte, les nombreuses difficultés rencontrées se traduisent par des simulations incomplètes mais profitables pour la mise en lumière de points durs qu'il faut surmonter pour obtenir une modélisation véritablement opérationnelle. La complexité physique et numérique est importante et l'accent est mis sur la nécessité de pouvoir disposer en premier lieu d'une information topographique de qualité pour permettre une représentation fidèle du domaine modélisé.

IV.3.4.5. Conclusion

Cette étude nous a permis d'exploiter certaines données provenant de l'Observation de la Terre. Nous avons ainsi pu mettre en évidence que :

- Le modèle numérique de terrain joue un rôle déterminant sur la qualité des résultats de la modélisation 2D. Les images haute résolution sont un apport précieux pour une modélisation fine ;
- Les modèles numériques de terrain disponibles permettent d'obtenir des informations pertinentes. Toutefois, ils devront être traités avant d'être intégrés dans les modèles hydrauliques ;
- Les laisses de crues (bien visibles sur les photos plusieurs jours après la crue) permettent une analyse post crise et une évaluation de la qualité des résultats obtenus par modélisation.

On se trouve dans une problématique où les observations sont difficiles et pour laquelle les mesures dont on dispose sont entachées d'une incertitude relativement grande. La modélisation testée donne des résultats qui sont dans les mêmes ordres de grandeur d'incertitude.

Une utilisation du modèle hydrologique amont utilisé ici peut être envisagée dans un contexte de prévision opérationnelle des crues, tant par les données qu’il utilise, que par les temps de calcul qu’il nécessite. Par contre, le modèle de propagation de crues à grande échelle 2D nécessite un volume de calcul considérable qui l'écarte aujourd'hui, par son temps de réponse et ce malgré l'augmentation permanente des potentiels de calcul, d'une utilisation en mode prévisionnel. Son intérêt réside davantage dans une application préventive en offrant la capacité de reproduire fidèlement des scénarii de crues dans des zones sensibles à grande et à petite échelle.

Bien que fournissant des résultats proches des observations, ces modèles demeurent perfectibles. Un effort doit être poursuivi pour transposer cette méthodologie à d'autres crues et d'autres zones géographiques.

Cette étude montre aussi l’intérêt des techniques spatiales dans la gestion des risques naturels.

IV.3.5. Application opérationnelle de MARINE dans le cadre du projet PACTES sur la crue du Thoré en 1999

MARINE a été initialement conçu dans l'optique de pouvoir évoluer vers un modèle de prévision des crues éclair fonctionnant de façon opérationnelle. Ceci signifie que ce modèle doit pouvoir se présenter sous la forme d'une « boite noire », pour lequel seuls certains paramètres sont accessibles, autonome, intégrant les lames d'eau prévue et observée mises à disposition et fournissant des résultats sous une forme conviviale et simple d'interprétation. Le tout devant être réalisé dans un temps raisonnable permettant au prévisionniste qui l'utilisera d'inter-comparer les résultats des différents modèles dont il dispose avant, le cas échéant, de prendre une décision concernant l'alerte des crues (quelques minutes maximum).

Cette étude a pu être réalisée par le biais du projet PACTES (Prévention et Anticipation des Crues au moyen des TEchniques Spatiales).

IV.3.5.1. Contexte

Ce projet est un projet de Recherche & Développement destiné au RTE (Réseau Terre Espace) du Ministère de la Recherche, qui en a délégué la maîtrise d'ouvrage au CNES. Les quelques illustrations de ce projet réalisé par l'équipe Hydrologie de Surface de l'IMFT présentées dans cette partie sont détaillées dans le rapport (Alquier *et al.*, 2002). Les tâches réalisées par les autres partenaires du projet sont présentées dans (Ducuing *et al.*, 2003).

Un des objectifs essentiels du projet PACTES est de mettre à disposition des utilisateurs des produits permettant de réaliser une prévision et une prévention efficaces des phénomènes de crues pour éviter au maximum les dégâts matériels et les pertes humaines liés à des inondations. Pour cela une collaboration a été mise en place entre équipes pour prendre en compte les résultats des laboratoires de recherche (études, algorithmes, traitements de données) et les capacités d'innovation des industriels du spatial (acquisition et traitement de données, systèmes d'aide à la décision).

Les travaux portent d'une part sur la physique des phénomènes : hydrologie, hydraulique, écoulements de surface et souterrains, cartes d'aléas, de vulnérabilité et de risques, et d'autre part sur l'optimisation du traitement des données et des informations, leur stockage, transfert et usage accéléré, pour déboucher sur la définition et la mise en place de services spécialisés associés.

L'étude est centrée sur un nombre réduit de bassins versants ayant connu la crise de novembre 1999. Le travail de l'IMFT concerne plus spécifiquement le bassin versant du Thoré qui à l'époque n'était pas couvert par les radars météorologiques. Pour avoir une pluie, Météo France a transféré des lames d'eau ayant eu lieu au même moment sur une zone voisine de celle du Thoré.

IV.3.5.2. L'approche proposée

Le modèle MARINE peut être utilisé, en phase de prévision, pour obtenir des résultats en temps réel. On peut alors synthétiser les contraintes d'utilisation du modèle de la façon suivante :

- l'information fournie doit être suffisamment fiable et précise pour être pertinente dans le processus de prise de décision ;

- le délai pour obtenir une information doit être tel que celle-ci arrive à temps : un excellent modèle précis qui fournit des résultats trop tard n'est pas pertinent ;
- l'information fournie doit être réactualisée par toutes les nouvelles données entrant dans le système.

Dans le cas de la prévision des « crues éclair » avec MARINE, il faut donc être capable d'intégrer suffisamment rapidement une nouvelle lame d'eau fournie par Météo France tout en conservant une précision suffisante pour que l'information reste pertinente.

Cette contrainte peut amener à faire des choix quant à l'utilisation du modèle :

- le modèle peut ne pas être précis dans toute la gamme d'utilisation et ciblé uniquement pour ne traiter qu'une typologie d'événements. Dans le cas de MARINE, le ruissellement de surface, doit rester le processus prépondérant ;
- les problèmes de temps de calcul peuvent amener à faire le choix d'avoir des résultats très peu précis en dehors de la plage d'utilisation du modèle, notamment pour les crues peu importantes ;
- le prévisionniste peut faire le choix d'avoir des informations moins précises mais qu'il estime plus pertinentes en se focalisant par exemple sur l'anticipation des pluies proposée par Météo France. Ce choix peut être déterminant par exemple pour l'amont d'un bassin versant. Pour l'aval du bassin versant, il faudra confronter la perte de temps due au temps de calcul avec le temps de concentration du bassin versant et avec le délai nécessaire à mise en place des secours par exemple.

Cette combinaison de facteurs nous a conduit à rendre opérationnel seule une partie de MARINE, disponible au moment de l'étude et composé d'un unique modèle de genèse de crue (modélisation eulérienne de l'approximation de l'onde cinématique couplée à une infiltration hortonienne) et d'un unique modèle de propagation dans les cours d'eau (1D par le biais du logiciel MAGE) précédé du module de prétraitement (en cas de changement du bassin versant testé).

IV.3.5.3. Les résultats obtenus

Le domaine d'étude retenu a été le bassin versant du Thoré en amont de Labastide - Rouairoux. Le projet avait pour but de prendre des produits déjà existants et de les tester sur un site commun présentant un intérêt socio-économique et scientifique. Les résultats de ce projet sont essentiellement constitués par des études de sensibilité puisque les appareils de mesure hydrométrique présents en faible nombre sur le bassin, ont de plus été détruits durant la crue de novembre 1999.

Ainsi MARINE a été encapsulé dans un démonstrateur (Ducuing *et al.*, 2003). Les résultats des hydrogrammes peuvent être visualisés sous diverses formes en tout point du cours d'eau dans le démonstrateur PACTES. Dans l'exemple ci-dessous les résultats sont présentés pour le village de Sauveterre.

La fenêtre supérieure représente une vue de dessus de l'extension de la crue pour la zone considérée. La fenêtre inférieure, l'hydrogramme sous sa forme de chevelu, au point considéré. L'évolution de la prévision ainsi visualisée, intègre successivement les nouvelles lames d'eau mesurées par Météo France et utilise dans cet exemple une prévision des pluies nulle. La même procédure est toutefois applicable aux lames d'eau d'anticipation issues de la méthode $2\pi R$.

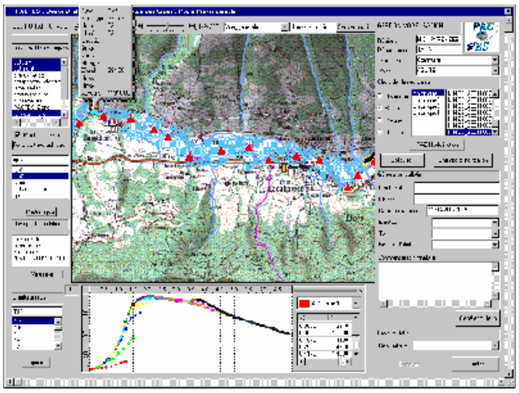


Fig 154.: Exemple de visualisation des résultats de MARINE au niveau de Sauveterre après intégration et traitement par la société ASTRIUM

IV.3.5.4. Conclusion

Ce projet a permis à MARINE d'évoluer vers un prototype pré-opérationnel de prévision des crues. Toutefois, les observations de la crue de novembre 1999 font cruellement défaut sur le Thoré pour lequel nous ne disposons à ce jour d'aucun limnigramme de crue ni des informations pluviométriques correspondantes. Le choix des paramètres réalisé correspond à une transposition de paramètres obtenus sur des événements extrêmes observés sur le département du Gard. Il sera probablement nécessaire d'affiner ces paramètres après un traitement d'une crue complète sur le Thoré. Enfin, il faut souligner que le prototype est pré-opérationnel en temps réel et intégré sous forme du démonstrateur PACTES appliqué au bassin versant du Thoré. Comme tout modèle, il devra être enrichi ou réactualisé par des versions plus récentes de MARINE ou l'assimilation de futures observations relatives à des événements extrêmes.

V. Chapitre V : Perspectives et conclusions

V.1. Conclusion

Les objectifs de ce travail de thèse consistaient à analyser les modes de genèse et de propagation des crues éclair ou rapides de façon à mettre au point un modèle hydrologique de prévision de ces crues susceptible de fonctionner dans un mode opérationnel.

Ce contexte particulier nous a confronté à la problématique des bassins peu ou pas jaugés dans laquelle les modèles hydrologiques classiques ne trouvent que difficilement leur place. Il s'est donc agit, non pas d'exposer ce qu'il aurait été possible de faire si nous avions eu suffisamment d'observations, mais bien de développer une méthodologie de modélisation à partir des rares observations disponibles.

Pour ce faire, devant la complexité de l'hydrologie des crues éclair et devant le manque chronique d'observation, nous avons opté pour la création d'un modèle perceptuel (qui s'applique à modéliser les processus dominants quitte à négliger les autres) et distribué : MARINE, intégrant des données de nature différente dont l'imagerie satellitale.

La difficile question du niveau d'hétérogénéités et de complexités locales à intégrer dans ce modèle de façon à rendre compte de la relative simplicité de la réponse hydrologique du bassin se pose alors.

Une analyse à la fois des échelles des données et aussi du saut d'échelle qu'une conceptualisation mathématique donnée d'un processus physique particulier peut réaliser a été menée. Elle nous a conduit vers la définition du code hydrologique MARINE tel qu'il est présenté dans cette thèse, c'est-à-dire structuré horizontalement, pour pouvoir s'adapter aux données disponibles et aux particularités des bassins, et verticalement, pour pouvoir franchir un nombre suffisant de niveaux d'organisation hiérarchique du paysage.

MARINE a pu être testé sur différents sites du Sud de la France ayant été soumis à de violentes intempéries. Cependant, le nombre de crues éclair observées quantitativement sur des bassins versants tels que ceux étudiés dans ces travaux de thèse manque. De fait, la phase de validation de MARINE est incomplète. Une des premières suites à donner à ce travail serait de réaliser une batterie de tests de validation propres aux crues éclair et de les appliquer sur MARINE. Ces tests pourraient comprendre des tests liés au comportement numérique du code, des tests sur des solutions analytiques existantes, des tests testant le comportement du code face à des conditions extrêmes, et bien sûr des tests réels correspondants spécifiquement à des crues éclair observées. Idéalement, ces tests devraient être appliqués en temps réel puisque ce code est dédié à la prévision opérationnelle des crues éclair. Dans cette optique, ce modèle a été implanté dans un Service d'Annonce des Crues français en tant que prototype pré-opérationnel et devrait être implanté, d'ici la fin de l'année, au SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations implanté à Toulouse et rattaché à la Direction de l'eau du ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, qui a pour principales missions d'appuyer les Services de Prévision des Crues au niveau national ainsi que d'assurer une veille hydrométéorologique 24 heures sur 24 localisée sur les bassins rapides).

Gardons toutefois à l'esprit, que ce modèle a une vocation particulière et ne peut, à ce jour, que difficilement s'adapter à des conditions de genèse différentes.

V.2. Perspectives d'amélioration

V.2.1. Vers une modélisation en continu de MARINE

MARINE a pour vocation de simuler le fonctionnement du bassin versant lors d'une crue éclair. En dehors de ce fonctionnement particulier, le bassin versant peut adopter un comportement non dicté par le ruissellement superficiel, mais par d'autres processus physiques (écoulement sub-superficiel par exemple). Cet autre mode de fonctionnement, plus habituel, peut être décrit par des modèles hydrologiques numériques déjà existants.

Ainsi, la modélisation en continu de la réponse hydrologique du bassin versant peut être assurée par un premier modèle caractéristique d'un fonctionnement « normal ». Ce modèle fournirait les conditions initiales nécessaires au lancement d'un modèle événementiel représentatif d'un fonctionnement particulier (crues, crues éclair, étiages). Une fois cet épisode terminé, le premier modèle pourrait repartir en se recalant éventuellement à partir des résultats de la modélisation événementielle.

V.2.1.1. MARINE couplé à TOPMODEL

TOPMODEL a fourni des résultats intéressants sur la modélisation de petites crues sur le bassin versant de l'Orbieu en amont de Lagrasse. Un fonctionnement en continu de ce modèle sur ce bassin pourrait être réalisé. Lors de l'annonce de précipitations importantes, les variables hydrologiques de TOPMODEL pourraient être utilisées pour initialiser MARINE.

L'initialisation de MARINE passe par une estimation de l'humidité initiale du sol.

La première variable de TOPMODEL susceptible de fournir cette information est l'indice topographique, toutefois (Zribi *et al.*, 2003) a comparé l'indice topographique calculé par TOPMODEL à un indicateur de l'humidité des sols par télédétection (backscattering coefficient) sur un petit bassin versant. Leurs résultats montrent qu'il n'apparaît pas de corrélation flagrante entre le coefficient représentatif de l'état d'humidité du bassin et l'indice topographique. Toutefois, la variabilité de ce coefficient est plus grande pour les points présentant un fort indice topographique, c'est-à-dire étant le plus facilement susceptibles de se saturer.

Ces expérimentations ouvrent donc des perspectives en terme de schéma de désagrégation de l'information satellitale concernant l'humidité des sols (en y intégrant aussi la végétation et la rugosité du site). Elles démontrent par contre, la difficile corrélation directe entre valeur absolue de l'humidité du sol et valeur de l'indice topographique, ce qui n'est pas étonnant puisque l'indice topographique est un paramètre temporellement statique alors que l'humidité est dynamique.

Le déficit en eau de TOPMODEL ne serait-il pas mieux adapté à notre problématique ? On retrouve dans l'initialisation de TOPMODEL l'équation suivante exprimant le déficit en eau initial :

$$65)\quad \boxed{Q_{bt} = \left(\int_{L_R} A_i . dl \right) . T_0 . \exp(-\frac{\overline{D_t}}{M}) . \exp(-\overline{IT})}$$

Dans cette formule, le débit de base de la rivière est utilisé pour définir la valeur initiale du déficit en eau moyen du bassin. L'utilisation de cette formule pour la crue de l'Orbieu en amont de Lagrasse fournit un ordre de grandeur du déficit en eau initial du bassin. A partir du calage réalisé sur une petite crue (caractéristique du fonctionnement en continu), on peut estimer à 110 mm le déficit. Cette valeur est en accord avec la quantité d'eau infiltrée lors de la crue éclair de novembre 1999 (160 mm au maximum).

Il serait donc intéressant de poursuivre cette piste, cependant l'utilisation directe de cette relation en mode de prévision passe par l'ajout d'un paramètre supplémentaire : l'épaisseur de sol de façon à passer d'un déficit à une humidité initiale.

V.2.1.2. MARINE couplé à ISBA

ISBA fournit une évolution de la fonction de production du bassin par une modélisation à base physique des transferts sol – végétation - atmosphère. Le fonctionnement en continu de ISBA est déjà effectif (couplage avec MODCOU et SAFRAN).

L'extraction de l'état hydrique du sol ainsi modélisé au moment où de violentes précipitations s'annoncent pourrait constituer une autre façon d'initialiser MARINE avant une crue éclair.

Un couplage entre TOPMODEL et ISBA a d'ailleurs été réalisé dans le cadre de l'étude de faisabilité d'un outil capable de prévoir en continu un risque hydrologique sur des bassins versants de taille inférieure à 1000 km^2 (Goulet & Gregoris, 2001). Cette étude a montré que le modèle est un bon indicateur du potentiel de la réactivité d'un bassin versant en cas de nouvelles précipitations. Cependant, les résultats présentés ne prétendent pas reproduire fidèlement un événement de crue particulier. Sur la période étudiée les débits de pointe, entre simulations et observations, peuvent différer de 100% alors qu'il s'agit de la période de calage des modèles. Finalement, il semblerait que ce modèle soit plus adapté à la description temporelle de l'évolution des débits qu'à la reproductibilité d'une crue éclair.

Cependant, il a été mis en évidence qu'ISBA fournissait des informations pertinentes sur le démarrage de la crue, utilisable par un modèle hydrologique spécifique.

Le couplage entre ISBA et MARINE pourrait donc constituer une autre perspective de ce travail de thèse.

V.2.1.3. MARINE couplé à BIGFLOW

Enfin, le fonctionnement profond et habituel du bassin versant pourrait être simulé par le biais d'un modèle à base physique distribuée 2D et 3D de l'infiltration dans les sols avec couplages sol/nappe et couplages surface/souterrain à l'aide du code BIGFLOW par exemple. Cette base de fonctionnement pourrait ensuite être couplé à MARINE de façon à gagner en précision lors de la simulation d'un événement exceptionnel.

Le code de calcul BIGFLOW 2000 (modules 2D et 3D) documenté dans la thèse de (Tregarot, 2000) a été conçu dans le cadre du programme HYDROBAG du GIS ECOBAG (années 1996/98) afin de coupler les écoulements souterrains dans les sols avec les écoulements saturés de nappes, d'une part, et avec les écoulements de surface, d'autre part. Ce modèle couplé généralise l'ancienne version BIGFLOW 1.1 (Ababou & Bagtzolglou, 1993) qui était validé dans le cadre d'études de l'agence fédérale US.NRC sur la modélisation d'écoulements non saturés et de transports de radionucléides en massifs poreux hétérogènes 3D, mais sans prise en compte de couplages aux « interfaces » hydrologiques.

Comme exemple de couplage, une modélisation de couplage nappe-rivière a été conduite par R.Ababou et G.Trégarot (IMFT) en collaboration avec G.Oberlin (CEMAGREF Lyon) et C.Thirriot (INPT/ENSEEIHT) dans le cadre du programme de recherche DIES-IRAE sur le ralentissement dynamique des crues (Ministère de l'Environnement, 1998/2000). A l'aide du code BigFlow, cette équipe a modélisé et analysé le ralentissement d'une crue dans un tronçon de rivière du à l'absorption d'une fraction du volume de crue dans les berges poreuses. Le couplage pris en compte dans cette modélisation était à la fois direct (crue=>nappe) et rétroactif (nappe=>rivière). Cette approche couplée (Tregarot, 2000), (Ababou & Tregarot, 2002) repose sur le concept de milieux macroporeux et d'un modèle à

une seule équation généralisée, acceptant une distribution spatiale de lois de pertes de charges (milieux saturé ou non, loi darcienne ou non ; loi quadratique 3D ; onde diffusive 2D ; etc).

On trouve dans la littérature d'autres approches de couplage écoulement surfacique/souterrain, assez différentes de la précédente, notamment celles proposées par (Paniconi *et al.*, 2003), ou encore celles disponibles dans certains codes hydrologiques (MIKE-SHE) ou hydrogéologiques (MODFLOW). Ces approches aboutissent à coupler non linéairement des modules d'écoulement agissant sur des sous-domaines différents, ou parfois simplement, à introduire des termes sources quasi-linéaires (couplages faiblement rétro-actifs). Ce type de couplage nous permettrait d'envisager une extension conséquente des domaines d'applications de MARINE.

V.2.2. Meilleure évaluation des valeurs des paramètres de MARINE

Les équations d'un modèle distribué reposent sur un maillage constitué d'unités élémentaires homogènes. Pour MARINE ces unités sont représentées par des mailles carrées et régulières. Toutefois, chacune de ces mailles représente une nature hétérogène. L'affectation de la valeur d'une variable hydrologique à l'unité homogène du modèle est souvent inaccessible par la mesure directe. On est alors amené à affecter une unique valeur de paramètre représentative de l'hétérogénéité de la nature d'une part et adaptée à la représentation sélective des processus physiques d'autre part.

Une perspective d'amélioration de MARINE passe par une optimisation de la valeur de calage de ces paramètres. Deux pistes d'investigation apparaissent alors : soit par une analyse plus fine des processus à l'intérieur d'une unité élémentaire du modèle, soit par une vision plus globale du fonctionnement du bassin.

V.2.2.1. Investigation à petite échelle

Les mailles que nous utilisons correspondent à une description grillagée, imposée par la technologie de la télédétection. Elles ne correspondent pas aux processus physiques et ne représentent donc pas forcément une homogénéité hydrologique.

Les rigoles existent sur toute une gamme d'échelles, depuis une échelle très fine jusqu'à une macro échelle. Le choix d'une échelle minimale en deçà de laquelle les processus sont homogénéisés est nécessaire. Ce seuil a été dicté par les variabilités apparentes de la description géométrique retenue (MNT) qui ne voit pas les rigoles de petites échelles.

Une des améliorations de MARINE passe par une modélisation préliminaire à petite échelle, entre la résolution des images satellitales Très Hautes Résolution et l'échelle de support de MARINE. Une agrégation en vue de déterminer un coefficient de Manning équivalent ou bien une hauteur d'eau équivalente intégrant les rigoles sous mailles à l'échelle du support du modèle pourrait constituer un premier élément de réponse. Un second élément de réponse se trouverait dans la redéfinition des unités élémentaires (pixels) de MARINE en unités hydrologiquement homogènes (Llovel & Dartus, 2003).

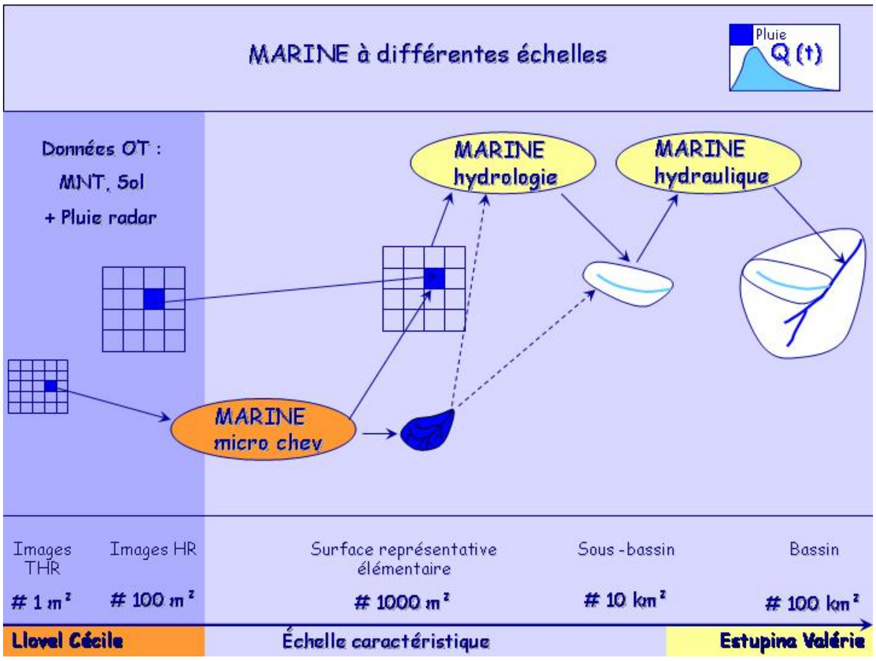


Fig 155.: Proposition d'investigation à une échelle plus fine

Parmi les principaux avantages de cette approche, on retrouve :

L'accès à une unité élémentaire hydrologiquement homogène,

L'apport d'une modélisation à base physique pour une meilleure compréhension des processus à petite échelle

La portabilité de l'approche

Cependant, les mesures locales nécessaires à cette méthode peuvent s'avérer être conséquentes et dans ce cas elles ne seront pas toujours disponibles.

V.2.2.2. Assimilation de données à l'échelle du bassin

Les modèles hydrologiques sont généralement représentatifs de processus physiques dominants seulement. Les paramètres des équations qu'ils contiennent ne sont alors plus seulement des coefficients représentatifs de la physique des processus, mais ils s'apparentent aussi à des coefficients de calage dont la valeur englobera réalité, erreurs et approximations du modèle.

Dans ce cas, il semble possible d'appréhender l'optimisation de la valeur de ces paramètres par une approche plus globale, qui partirait d'observations à l'échelle du bassin pour affiner les valeurs de ces coefficients locaux. L'assimilation de données (de crues en différents points du bassin) peut alors constituer l'outil mathématique qui fournira les valeurs calées de ces paramètres (Castaings et al., 2003).

De plus, en dehors des équations bilans et de les paramètres associés dans un modèle hydrologique à base physique, des conditions initiale et aux limites sont aussi indispensables pour assurer la fermeture mathématique du système. La technique énoncée ici permet d'accéder indifféremment aux valeurs des paramètres des équations ou bien aux valeurs des paramètres décrivant les conditions initiales du problème étudié.

L'amélioration de la condition initiale sur l'humidité des sols pourrait alors être envisagée.

Cette seconde voie d'amélioration de MARINE présente les principaux avantages suivants :

- Une optimisation de la valeur des paramètres du modèle
- L'accès à une estimation de conditions initiales ou de grandeurs physiques

Bien que là encore, la quantité d'observations globales nécessaires puisse aussi devenir limitante dans l'application de cette théorie.

ANNEXE 1 : MODELES HYDROLOGIQUES EXISTANTS

Sophie

Présentation générale

SOPHIE est un outil opérationnel de prévision des crues en temps réel. Depuis 1989, la DIREN, avec l'aide du CERGRENE dans un premier temps, a implanté de façon opérationnelle ce modèle sur le bassin supérieur de la Garonne. Sophie est composée de 3 modules :

- Le paramétrage,
- La prévision,
- Le système expert.

Le paramétrage permet de caler les modèles utilisés pour la prévision des crues. La prévision est assurée par une procédure multi-modèle. Il s'agit d'une analyse (en terme de performances récentes et passées) des résultats fournis par plusieurs modèles. Sophie utilise en entrées les données côtes, débits, pluies et pluies radar et fournit en sortie des prévisions de côtes. Le système expert est un outil d'aide à la décision.

SOPHIE se présente sous la forme d'un logiciel simple d'utilisation : utilisation de boites de dialogue, interprétation des résultats représentées graphiquement, projection sur un grand écran visible par tous les opérateurs présents. Lorsque les côtes critiques sont atteintes, SOPHIE alerte automatiquement l'opérateur d'astreinte.

Le paramétrage

Le paramétrage consiste à définir, pour un bassin versant donné, les stations qui le composent, les côtes d'alerte, les équations de tarage, les stations associées ainsi que les paramètres de chaque modèle.

La prévision

Description du multi-modèle :

La prévision est assurée par le multi-modèle. Pour chaque station celui-ci fournit une prévision en hauteur d'eau. Il établit ce résultat en comparant les hauteurs d'eau fournies par plusieurs modèles indépendants en une même station. Les modèles élémentaires n'utilisent pas les mêmes données d'entrée. Ainsi, si des données hydrologiques n'étaient pas télétransmises, certains modèles seraient alors dans l'incapacité de fournir une réponse tandis que d'autres ne seraient pas affectés par cette panne. De ce fait, la prévision du multi-modèle fournit toujours un résultat provenant d'au moins un modèle.

Il arrive même dans certains cas qu'il y ait plusieurs multi-modèles pour une même station, l'opérateur a alors accès à deux prévisions distinctes.

A l'intérieur d'un multi-modèle, les modèles peuvent travailler soit en parallèle, soit en série. En parallèle, les données d'entrées sont communes à tous les modèles ; en série, les données d'entrées des uns sont les résultats fournis par les autres (on fait des prévision sur plusieurs pas de temps). L'inconvénient de travailler en série est que plus les séries sont longues (donc plus les prévisions se font à longue échéance), plus les résultats se dégradent.

Pondération des résultats :

Pour former une hauteur prévisionnelle à partir des différentes hauteurs fournies par les modèles élémentaires, le multi-modèle évalue deux poids :

- un poids statique, c'est à dire une variance calculée lors du calage des modèles, va pondérer une première fois les résultats. Certains modèles sont considérés comme plus réalistes que d'autres, quelque soit la situation hydrologique,
- un poids évolutif traduit la fiabilité du modèle pour un événement donné, à un pas de temps donné.

Modèles élémentaires :

Les différents multi-modèles sont constitués de plusieurs types de modèles élémentaires :

- Les modèles à relation linéaire,
- Les modèles pluie-débit,
- La réglette Bachet,
- Les modèles relations puissances,
- Les modèles relations multiples,
- La prévision intuitive formalisée,
- La méthode de l'hydrogramme unitaire.

Tous ces modèles utilisent des données limnimétriques et fonctionnent quelque soit le niveau des eaux. Les séries de données limnimétriques sont complétées en temps réel si elles s'avèrent être incomplètes. L'opérateur a la possibilité d'intervenir sur les valeurs extrapolées. Les données radar utilisées sont moyennées par bassin versant. Elles sont considérées par les modèles comme des données ponctuelles applicables à l'exutoire des bassins. Enfin, les résultats des modèles élémentaires sont accessibles et peuvent être aisément comparés entre eux.

Les modèles relation linéaire :

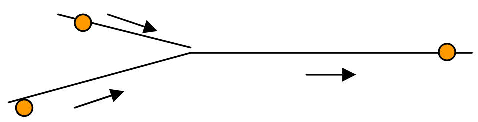
SOPHIE utilise deux types de modèles relation linéaire : les modèles autorégressifs et les modèles à propagation. Les modèles autorégressifs permettent de déterminer le débit en un instant et en une station donnés à partir des débits à la même station mais en des instants antérieurs.

66) $$Q(t+\Delta t) = Q(t) + \alpha\left[Q(t) - Q(t-\Delta t)\right]$$

Les avantages d'un tel modèle sont qu'il ne nécessite pas de calage et que même si des problèmes de télétransmission apparaissent, ce modèle peut toujours fournir une valeur évaluée. De plus, ce modèle a fait ses preuves pour la phase de décrue.

Toutefois, les brusques changements de pente dans l'hydrogramme ne sont pas reproduits.

Les modèles à propagation fonctionnent sur le même principe que le modèle précédent mais ils permettent en plus de tenir compte des stations amont.



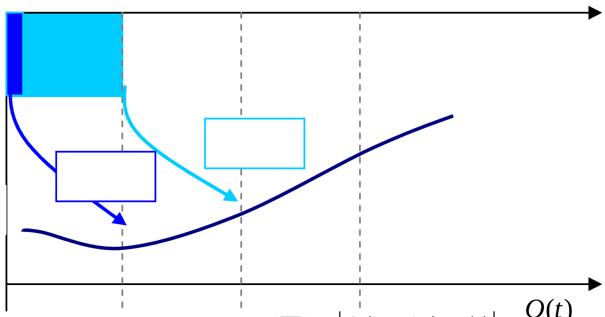
67) $$Q_A(t+\Delta t) = \alpha Q_A(t) + \alpha_B\left[Q_B(t+\Delta t - t_{pB}) - Q_B(t - t_{pB})\right] + \alpha_C\left[Q_C(t+\Delta t - t_{pC}) - Q_C(t - t_{pC})\right] + cte$$

Bien que ce modèle nécessite le calage de trois paramètres (méthode des moindres carrés), il utilise un paramètre physique : le temps de propagation (t_p) depuis des stations amont jusqu'à la station considérée.

Les modèles pluie-débit :

L'application d'un tel modèle requiert des temps de réponse courts et un bassin de petite taille en forme d'éventail.

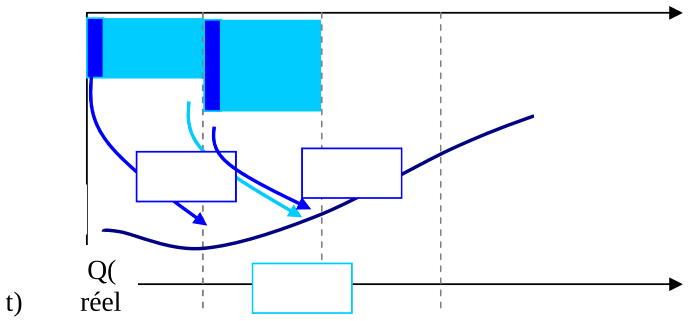
Cas d'un sol saturé :



68) $$N1\Pi1 = |Q(t+\Delta t)-(t)| = \frac{Q(t)}{\alpha}$$

$$Q(t) = Q(t-\Delta t) + K_1\Pi_1$$

69) $$Q(t+\Delta t) = Q(t) + N_1\Pi_1$$



Retrouvons le débit théorique sans pluie :

$$Q'(t) = Q(t) - K_1\Pi_1$$

70) $$Q'(t+\Delta t) = Q'(t) - \frac{Q'(t)}{\alpha} = \frac{\alpha-1}{\alpha}Q'(t)$$

En tenant compte des pluies :

71) $$Q'(t+\Delta t) = \frac{\alpha-1}{\alpha}(Q(t)-K_1\Pi_1) + N_1\Pi_1 + K_2\Pi_2$$

Cas d'un sol non saturé :

Dans ce cas, il faut en plus tenir du pouvoir d'absorption du sol (P).

72) $$Q(t+\Delta t) = \frac{\alpha-1}{\alpha}\left[Q(t)-K_1(\Pi_1-P_1)\right] + N_1(\Pi_1-P_1) + K_2(\Pi_2-P_2)$$

Introduire une perte par absorption du sol revient à introduire un coefficient de réduction de la pluie :

$$b\Pi_1 = \Pi_1 - P_1 \quad (73)$$

Ce coefficient devra être recalé à chaque pas de temps.

Le problème principal de cette méthode réside dans le calage de b initial qui n'a pas vraiment de sens physique. Ainsi, plusieurs b initiaux sont définis et chacun est utilisé dans un modèle différent, le multi-modèle favorisera celui dont les résultats obtenus seront les plus proches de la réalité.

Les données pluviométriques utilisées sont celles des pluviomètres et non pas celles des radar.

Les modèles pluie-débit peuvent aussi être définis pour un b variable.

Les modèles relations puissances :

Ces modèles permettent de prévoir le débit en fonction d'une variable explicative (donnée hydrologique).

$$Q(t+\Delta t) = \sum_i a_i V_i^{b_i} + c \quad (74)$$

Ce modèles nécessitent donc le calage de 2*i+1 paramètres.

A partir d'une station amont, on peut construire le modèle :

$$Q_{aval}(t+\Delta t) = aQ_{amont}^{b}(t) \quad (75)$$

Dans ce cas le pas de temps est le temps de propagation. Ce modèle ne fonctionne que pour les hautes eaux montantes.

Les modèles relations multiples :

Ces modèles combinent les relations linéaires et les relations puissances. Ils prennent en comptent les temps de propagation entre stations amont et aval, mais ne fonctionnent que la montée des eaux lors d'une crue. De plus, ils nécessitent de nombreux calages de paramètres.

Les modèles réglette Béchet :

Il s'agit de méthodes graphiques reliant les hauteurs des stations amont et de la station aval.

Les modèles PIF (prévision intuitive formalisée) :

Le principe de ce modèle est de considérer les mêmes variations de sections mouillées entre l'amont et l'aval. Il ne tient pas compte des pluies, ni des temps de propagation.

$$\Delta H_{aval} * \text{largeur}_{aval} = \sum \Delta H_{amont} * \text{largeur}_{amont} \quad (76)$$

L'originalité de ce modèle réside dans le fait que le prévsionniste ajuste lui même son modèle en fonction de ses connaissances et de la situation actuelle. Il est très peu utilisé car il demande une grande maîtrise du terrain et des prévisions hydrologiques.

Les modèles hydrogramme unitaire.

Le système expert

L'expertise est réalisée une fois que toutes les données ont été transmises et que le multi-modèle a répondu. L'expertise peut être réalisée soit par station, soit par bassin.

L'expertise par stations consiste à définir :

- L'état : plusieurs niveaux caractérisant l'état de « gravité » de la situation sont possibles : Normal, Vigilance, Pré alerte, Alerte, Inconnu. Cet état est défini à partir de la prévision des côtes.

- Le degré : le degré précise l'état. Deux degrés sont affectés par état. Le degré informe sur l'accélération des phénomènes.
- Le diagnostic : il s'agit de commentaires rédigés concernant l'évolution et les mesures à adopter. Le diagnostic est un conseil donné à l'opérateur.

Une expertise au niveau du bassin peut aussi être réalisée :

Il s'agit du même genre d'expertise (état, degré, diagnostic) mais cette fois-ci, il concerne la surveillance du bassin tout entier. Cette expertise est réalisée à partir des expertises par stations appartenant à ce bassin (l'état et le degré sont ceux des stations les plus critiques), et à partir des données pluviométriques.

Bilan

SOPHIE est un outil d'aide à la décision pour la prévision des crues en temps réel. Il fournit des évaluations sur la progression d'une crue à partir de données hydrologiques télétransmises traitées par une procédure multi-modèle. Les résultats obtenus sont proches de la réalité, à Toulouse, par exemple, les prévisions sont faites à 6 heures.

L'originalité de SOPHIE réside dans l'utilisation de la procédure multi-modèle. Celle-ci permet de gommer les effets de modèles qui ne fonctionneraient pas de façon satisfaisante pour la crue considérée. La simplicité des modèles élémentaires utilisés pour les simulations permet aux opérateurs de réagir immédiatement pour apporter un jugement critique sur les résultats fournis.

SOPHIE peut être améliorée à tout instant par l'introduction de modèles supplémentaires dans la procédure multi-modèle. Il semblerait intéressant d'introduire dans SOPHIE un modèle basé sur plus de considérations physiques. Un modèle mécaniste, c'est-à-dire décrivant les phénomènes physiques de genèse et de propagation d'une crue par des équations de la mécanique des fluides. Ce modèle nécessiterait alors moins de paramètres de calage, serait plus autonome et permettrait de décrire plus fidèlement les phénomènes physiques qui interviennent lors d'une crue. Mais bien d'autres types de modèles pourraient être introduits dans SOPHIE. Un projet de modèle basé sur le principe « de la communication des fourmis » est en cours de développement. Ce modèle relie toutes les informations hydrologiques sur toutes les stations du bassin pour faire des prévisions en une station quelconque. Les résultats testés à ce jour sont excellents pour la phase de montée des eaux particulièrement, même si le sens physique de l'hydrologue en est affecté !

TOPMODEL

Introduction

TOPMODEL est l'acronyme de *TOPography based hydrological MODEL*. Il est apparu dans les années 1970 en Angleterre avec (Beven, 1979). Il s'agit d'un modèle ayant pour but de formaliser le principe des aires contributives saturées ainsi que l'influence de la topographie sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Il représente une « *réalité conceptuelle* » (Saulnier, 1997). TOPMODEL modélise donc les processus latéraux sous la forme d'une nappe temporaire s'écoulant vers le réseau hydrographique. On lui associe différents modules d'interception, de fonte des neiges, d'évapotranspiration, de transfert de surface,… Au bilan, nous obtenons un modèle hydrologique constitué par un ensemble d'outils permettant de modéliser des processus hydrologiques (Beven, 1997).

TOPMODEL n'a pas la prétention d'être un modèle complet, mais plutôt un ensemble de concepts qui doivent être utilisés de façon appropriée. Il est facile à mettre en œuvre, il utilise peu de paramètres, il est facile à initialiser en début d'événement et il est compatible avec les MNT et les SIG.

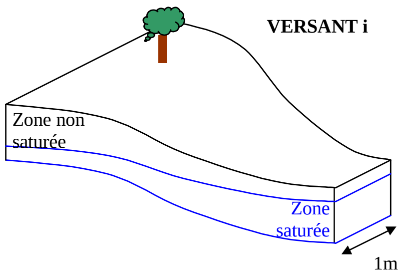
Le schéma de fonctionnement de TOPMODEL a été décrit en détail dans la thèse de (Saulnier, 1996), à laquelle on pourra se reporter. Seuls les principes fondamentaux nécessaires à la bonne compréhension de ce mémoire sont expliqués ici.

Description de la version initiale (Beven & Kirkby, 1979).

TOPMODEL constitue la fonction de production du bassin versant. Il précise la transformation entre l'eau précipitée et l'eau disponible pour l'écoulement rapide de crue.

Echelles de travail

Echelle du versant



77)

La modélisation de la plupart des processus hydrologiques dans TOPMODEL se fait à l'échelle du versant. Celui-ci est défini par une ligne de crête à l'amont, des lignes de courant latéralement et une ligne de niveau orthogonale aux lignes de courant à l'aval (de largeur unité).

Echelle du bassin versant

D'autres processus physiques ainsi que les bilans sont effectués à l'échelle du bassin versant. Les variables résultats (débit à l'exutoire) sont globales.

Phénomènes physiques

TOPMODEL modélise la genèse de crues obéissant à la théorie des zones contributives saturées. Le bassin versant est découpé en 3 zones selon la verticale :

- La surface du sol sur laquelle a lieu le ruissellement hortonien et le ruissellement sur zones contributives saturées ;
- La zone racinaire qui stocke l'eau de pluie en début d'épisode pluvieux et dans laquelle elle peut être évaporée - nous ne parlerons pas de cette zone dans la suite - ;
- La zone non saturée qui transfert l'eau de pluie vers la zone saturée suivant la loi de Darcy. Elle est composée de la zone racinaire et de la zone non saturée à proprement parler ;
- La zone saturée dans laquelle apparaissent des écoulements latéraux. Il ne s'agit pas de la nappe pérenne, mais d'une nappe temporaire ayant un fond imperméable. Elle se vidange à l'exutoire en suivant une loi d'exfiltration.

Définitions

NOTATIONS

- Act : Surface des aires contributives saturées (où a lieu le ruissellement)
- exp(-di,t / M) avec T0 = M.K0 en première approximation, avec Ko la conductivité hydraulique à saturation et M le paramètre de décroissance de ce profil avec le déficit
- LR : la longueur du réseau hydrographique
- Ai : Aire drainée par le pixel i (ensemble des points amont qui drainent vers i)
- Ti,t : Transmissivité du pixel i au temps t

Déficit local

Ce déficit correspond à la hauteur d'eau qu'il faudrait infiltrer pour faire affleurer la zone saturée, si la zone non saturée était initialement vide. Il est homogène au produit d'une profondeur par une porosité. Il met en évidence le rôle de la topographie dans la variabilité spatiale des états hydriques du sol.

Indice topographique

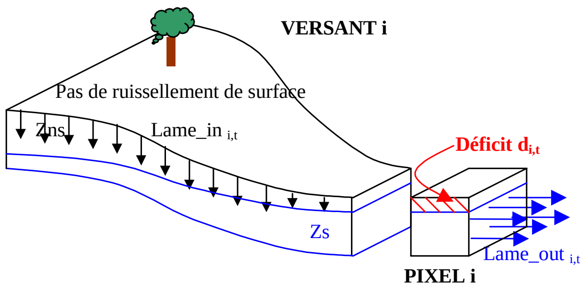
Il s'agit d'un indice de similarité hydrologique qui traduit la propension d'un point à se saturer plus ou moins facilement. C'est un paramètre dynamique (propension à la saturation par écoulement latéral) et non pas statique (caractérisation physique verticale du sol).

Cet indice est un concept permettant de fortement simplifier certains processus, mais il n'en est pas moins *« une grossière approximation de la réalité qui ne convient pas partout »* (Beven, 1997).

Modélisation à l'échelle du versant

Dans les notations suivantes, les grandeurs indicées i sont celles du pixel exutoire. Elles représentent le versant amont rattaché à ce pixel.

Régime permanent



78)

$$79)\quad \boxed{Lame - in_{i,t} = Lame - out_{i,t}}$$

Entre deux pas de temps (mois, jour, heure) et en l'absence de ruissellement de surface, on considère que le sol atteint un régime permanent. Il n'y a pas d'accumulation, la nappe passe par une succession d'états d'équilibre. On a alors, pour chacun des pixels considérés, égalité des lames d'eau entrant et sortant d'un versant selon le processus d'exfiltration.

Loi de Darcy

On considère que l'écoulement sub - superficiel suit la loi de Darcy :

$$80)\quad Lame - out_{i,t} = T_{i,t}.grad(H_{i,t})\,(156.)$$

Bien que cette loi soit validée à de petites échelles, elle ne l'est pas forcément à l'échelle du versant. Les mesures terrain auront donc du mal à fournir des valeurs de paramètres acceptables (Beven, 1997), (Puech, 2000).

Le gradient hydraulique (pente de la surface en aquifère libre) est assimilé localement à la pente de la surface du sol. Il est donc supposé être temporellement invariant. On le note :

$$81)\quad grad(H_{i,t}) = \tan \beta_i\,(157.)$$

La transmissivité de l'épaisseur de sol n'est fonction que du déficit local en eau du sol. De plus, le sol est supposé homogène sur tout le bassin versant :

$$82)\quad T_{i,t} = T_0.\exp(-d_{i,t}/M)\,(158.)$$

Ceci conduit donc à une égalité des conductivités hydrauliques à saturation du sol latérale et verticale.

Recharge de la zone saturée

Les précipitations sont supposées être homogènes à l'échelle du bassin versant. Pour chaque versant, la lame d'eau qui alimente la zone saturée par l'amont correspond au produit de l'aire du versant considéré par le taux de recharge moyenne.

Afin que cette hypothèse de recharge moyenne homogène soit correcte, les flux sub - superficiels doivent avoir le temps d'effectuer correctement le lissage des recharges élémentaires hétérogènes, le réseau de drainage ne doit donc pas être trop dense.

$$83)\quad Lame - in_{i,t} = A_i.R_t\,(159.)$$

Ceci induit une autre hypothèse forte, l'ensemble du versant amont est constitué par une nappe (aussi mince soit-elle) toujours prête à s'écouler à la moindre recharge par infiltration. Or on sait que les parties amont peuvent s'assécher au point d'être totalement déconnectées hydrauliquement du drain aval (Obled, 1999).

Soit :

84) $$\boxed{\begin{array}{l} Lame-in_{i,t} = A_i.R_t \\ Lame-out_{i,t} = T_0.\exp(-d_{i,t}/M).\tan\beta_i \end{array}}$$ (160.)

Expressions de l'indice topographique et du déficit local

Indice Topographique	Signification
85) $\boxed{IT_i = Ln(\frac{A_i}{\tan\beta_i})}$ (161.)	La forme de l'indice topographique est fonction du choix de la loi de transmissivité
86) $IT_i = Ln(\frac{A_i}{T_{0i}.\tan\beta_i})$	Indice Sol - Topographique
87) $IT_i = M_i.Ln(\frac{A_i}{T_{0i}.\tan\beta_i})$	d'indice Pédo - Hydro - Topographique
88) $IT_i = Ln(\frac{A_{i,t}}{T_{0i}.\tan\beta_i})$	Indice Hydro - Topographique avec en plus $R_{i,t}$ (Datin, 1998)

Avec l'hypothèse de recharge spatialement uniforme, l'indice topographique devient un indice de similarité hydrologique (points hydrologiquement semblables) qui permet l'établissement de carte de saturation (un déficit nul se traduit par un indice topographique supérieur à un indice limite). Il existe une bijection entre la carte de saturation et la valeur de cet indice limite.

Le déficit en eau du sol s'exprime, avec la forme de la transmissivité que nous avons retenue :

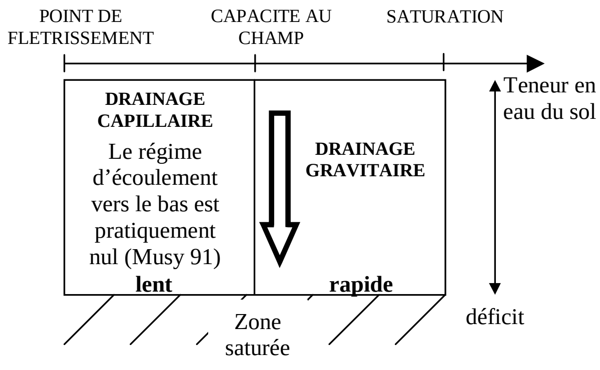
89) $$\boxed{d_{i,t} = -M.Ln(\frac{A_i.R_t}{T_0.\tan\beta_i})}$$ (162.)

Infiltration

Une loi d'infiltration selon Horton est appliquée, toutefois, au vu des valeurs de la conductivité hydraulique, ce mode de fonctionnement ne s'active jamais.

Gestion de la zone non saturée

Cette lame d'eau correspond à la percolation verticale de la zone non saturée vers la zone saturée. Seul le drainage gravitaire (plus rapide que le drainage capillaire) et l'infiltration Hortonienne sont considérés.



90)

Recharge locale de la zone saturée

La pluie s'infiltre dans la zone non saturée qui alimente directement la zone saturée. Ce flux entre zones non saturée et saturée s'exprime par :

91) $$\boxed{Q_{Vi,t} = \frac{T_0}{M}.\exp(-d_{i,t} / M)}$$ (163.)

Modélisation à l'échelle du bassin versant

Déficit moyen

La manière dont se ventilent les déficits locaux autour du déficit moyen est fonction de la topographie. Afin de l'exprimer, on fait l'hypothèse que la surface des zones contributives saturées est négligeable devant la surface totale du bassin versant :

92) $$\overline{D_t} = -M.\overline{IT} + M.\ln(T_0) - M.\ln(R_t)$$

La variation du déficit local du point i autour du niveau moyen de la nappe est directement liée à la variation de l'indice topographique du point i autour de sa valeur moyenne :

93) $$\boxed{\overline{D_t} - d_{i,t} = -M.(\overline{IT} - Ln(A_i / \tan\beta_i))}$$ (164.)

C'est ainsi que sont déterminés les déficits locaux de la nappe au pas de temps t pour chaque pixel i. Cette équation nous permet aussi de déterminer, pour un déficit moyen donné, quels sont les pixels saturés, i.e. les points pour lesquels le ruissellement généré par TOPMODEL apparaît. Or un point est saturé si son déficit local est nul, ce qui conduit à définir un indice topographique seuil, tel que tous les points ayant un indice supérieur à cet indice seuil soit saturés.

94) $$\boxed{d_{i,t} = 0 \quad \Rightarrow \quad IT_{seuil,t} = \frac{\overline{D_t}}{M} + \overline{IT}}$$

Composante d'exfiltration de la nappe

La composante d'exfiltration des zones saturées s'exprime par :

95)

96) $$\boxed{\begin{array}{l} Q_{bt} = \int_{L_R} lame - out_{i,t} \\ Q_{bt} = \left(\int_{L_R} A_i.dl \right).T_0.\exp(-\frac{\overline{D_t}}{M}).\exp(-\overline{IT}) \end{array}}$$ (165.)

Il s'agit d'un débit global. La période de récession de l'hydrogramme à une forme hyperbolique. Elle peut être très différente si l'on utilise d'autres formulations pour l'évaluation de l'indice topographique, de la recharge ou du gradient hydraulique. C'est durant cette période que l'on initialise TOPMODEL en assimilant du débit mesuré à l'exutoire au débit de base.

Interception et évapotranspiration

Il y a la possibilité d'introduire différents schémas de modélisation en ajoutant des paramètres. Dans la version initiale, l'interception et l'évapotranspiration sont supposées être à taux constant (on considère que sur la durée des épisodes, leur variabilité est faible).

Ruissellement

La méthode utilisée est celle de l'Hydrogramme Unitaire couplée à la Différence Première de la Fonction de Transfert (développée au LTHE). Il n'y a pas de spatialisation du ruissellement puisque cette méthode lisse la variabilité spatiale du ruissellement.

Bilan à l'échelle du bassin versant

$$97)\quad \boxed{\overline{D_{t+\Delta t}} = \overline{D_t} + Q_{bt} - \sum_i Q_{vi,t}} \quad (166.)$$

Ce bilan traduit l'accumulation à l'échelle du bassin versant. Le nouveau déficit moyen est utilisé pour calculer les nouveaux déficits locaux.

Fonction de transfert

TOPMODEL ayant fourni la fonction de production de la genèse de la crue, il faut alors lui associer une fonction de transfert afin de transférer tous les volumes d'eau calculés à l'exutoire. Afin de fixer les idées, nous présentons ci-dessous les fonctions de transfert couplées à TOPMODEL par (Datin, 1998).

La répartition spatiale du débit de base se fait de la façon suivante. On définit des isochrones le long du cours. A chaque isochrone correspond un temps de transfert. Le débit de base est fractionné au prorata du nombre d'isochrones correspondant à un même temps de transfert. L'hydrogramme du débit de base à l'exutoire peut ainsi être reconstitué.

Le transfert du ruissellement généré sur les zones contributives saturées est modélisé par un hydrogramme unitaire identifié par la Différence Première de la Fonction de Transfert.

Calages des paramètres du modèle

Le nombre de paramètres varient suivant les versions de TOPMODEL considérés, nous ne parlons ici que des paramètres essentiels. Il peut y avoir jusqu'à 10 paramètres à caler.

Paramètre M

Il s'agit d'un indice de la profondeur hydrologiquement efficace des sols, siège des processus contributifs à la réponse rapide du bassin en période de crue. Il se situe à l'échelle du bassin et est dû à son histoire géomorphologique (dégradation des sols, pérennité des chemins d'écoulement). De cette épaisseur dépend la formation du ruissellement.

Paramètre K0

Entre conductivité hydraulique à saturation latérale et verticale, il peut y avoir jusqu'à deux ordres de grandeur de différence (de 1m/h pour la composante verticale à 100 m/h pour la composante latérale) (Saulnier, 1997). L'hypothèse d'isotropie du sol les rend égaux. Il s'agit donc du calage le plus sujet à discussion. Ce paramètre se situe à l'échelle locale (végétation, racine, galeries de rongeur). Il influence la quantité de ruissellement en rendant impossible le ruissellement Hortonien.

Les valeurs du paramètre K_0 et de l'indice topographique augmentent avec le pas du MNT. Bien que ce phénomène se soit fortement atténué après la correction du calcul de l'indice topographique par (Saulnier, 1997), il subsiste. D'après (Beven, 1997), la résolution du MNT ne correspond pas forcément à la réalité physique des processus à modéliser. La résolution optimale du MNT serait a priori 10m*10m. Si les mailles sont trop grandes, elles perdraient tout sens physique en rapport avec l'écoulement.

D'après (Franchini *et al.*, 1996), afin de palier ce problème, il est possible d'utiliser des distributions statistiques (gamma par exemple) pour calculer les valeurs de l'indice

topographique, plutôt que d'utiliser un MNT. A ce moment là, quelques paramètres sont à rajouter au modèle.

Toutefois, la large plage de valeurs que peut prendre ce paramètre lors des différents calage, peut aussi être dû à d'autre phénomènes : l'utilisation de la loi de Darcy, l'existence de chemins sub - superficiels latéraux, l'extrapolation de cette valeur pour un sol juste saturé en surface. Le paramètre K_0 est tel qu'il rend le modèle peut sensible aux autres paramètres.

« Les paramètres du modèles sont censés à l'origine pouvoir être déterminés par expérimentation sur le terrain. Certaines études ont mis en lumière la difficulté d'interprétation physique de ces paramètres. (Iorgulescu & Jordan, 1994) *montrent la difficulté de valider le modèle sur un bassin suisse avec des paramètres mesurés sur le terrain.* » (Perrin, 2000). Cependant, il arrive que des valeurs exclusivement mesurées permettent de caler ces paramètres. Plusieurs jeux de paramètres peuvent conduire aux mêmes résultats du modèle (équifinalité).

Le modèle est capable de *« faire juste pour de mauvaises raisons »* à cause du calage de ses paramètres (Saulnier, 1996).

Validation du modèle

Il n'est effectué qu'une validation globale du modèle avec le débit à l'exutoire du bassin, sans vraiment proposer de validation des processus internes simulés. C'est le reproche couramment fait à l'hydrologie opérationnelle. Afin d'effectuer une validation spatialement distribuée, il faudrait y introduire des validations intermédiaires (Puech, 2000). De plus, il ne suffit pas que les simulations et les observations du débit à l 'exutoire soient en accord sur un événement, pour que le modèle prétende reproduire le fonctionnement hydrologique de ce bassin pour d'autres crues.

Limites d'application et évolutions du modèle

TOPMODEL est plus un concept qu'un modèle qui simule la genèse d'une crue par développement de surfaces saturées contributives.

Lorsque les nappes sont très dynamiques, elles se saturent rapidement et *« se mettent éventuellement à ruisseler en nappes »* (Datin, 1998). Toutefois, l'ordre de grandeur du pourcentage maximum de la surface de saturation est de 16% pour (Saulnier, 1997), les points saturés correspondant à un réseau. Les surfaces saturées sont considérées comme contributives, mais le sont-elles vraiment ? L'introduction de critères de taille de la zone et de distance au réseau devrait fournir des éléments de réponse. Cette hypothèse pourrait être à l'origine de l'apparition de non linéarités dans la genèse des crues.

Une limitation souvent dénoncée est le fait qu'entre deux pas de temps, le sol n'atteint pas un régime permanent. « Mais cette réalité instationnaire est-elle cruciale au point de remettre en cause le concept …? » (Obled, 1999).

Par la suite, le modèle a été revu et amélioré par différents auteurs et à différents niveaux. Citons par exemple, (Saulnier, 1996) qui a revu le calcul des aires contributives à travers l'indice topographique et de fait corrigé la grande influence du modèle à la résolution des données, il a aussi rendu l'épaisseur des sols variable à travers le paramètre M, (Iorgulescu & Jordan, 1994) et (Blazkova & Beven, 1997) qui ont travaillé sur la spatialisation de la fonction de transfert, (Datin, 1998) qui a constaté que le modèle ne fonctionne pas si les pluies sont trop faibles et qui a développé une version spatialisée (selon la pluie et les déficits) de TOPMODEL nommée TOPODYN, et enfin (Habets, 2001) qui a couplé ISBA à TOPMODEL, mais les résultats obtenus sont peu probants puisque le modèle ne reproduit plus les crues. De plus, l'introduction d'un sous maillage pour paramétriser le ruissellement a dégradé les résultats.

ANNEXE 2 : DETAILS DE LA MODELISATION DE L'INFILTRATION DANS MARINE

Programmation du concept de Horton

Pour le temps t, la valeur de la capacité d'infiltration est f_p et le volume d'eau infiltré depuis le début de l'événement est F(t). En première approximation on peut considérer que :

$$(1) \qquad f_p(t) = f_c.t + (f_0 - f_c).e^{-\beta.t}$$

$$(2) \qquad f_p(t+Dt) = \min(f_p(t); i(t+Dt))$$

$$(3) \qquad F(t+Dt) = F(t) + f_p(t+Dt).Dt$$

Nous vérifierons dans ce cas que les valeurs des paramètres f_0 et f_c ne soient pas trop grandes devant les intensités de pluie.

Dans le cas contraire, nous serons amenés à mettre en œuvre une procédure un peu plus complexe. Plaçons nous au temps t et analysons le passage au temps (t+Dt). Pour le temps t, la valeur de la capacité d'infiltration est f_p et le volume d'eau infiltré depuis le début de l'événement est F(t) :

$$(4) \qquad F(t) = f_c.t_{eq} + \frac{f_0 - f_c}{\beta}.(1 - e^{-\beta.t_{eq}})$$

Calculons alors la capacité d'infiltration au temps $t_1 = t_{eq} + Dt$:

$$(5) \qquad f_p(t_1) = f_c.t_{eq} + \frac{F(t_1) - F(t)}{Dt}$$

$$(6) \qquad \text{Avec } F(t_1) = f_c.t_1 + \frac{f_0 - f_c}{\beta}.(1 - e^{-\beta.t_1})$$

Le taux effectif d'infiltration pour le temps (t+Dt) est alors :

$$(7) \qquad f(t+Dt) = \min(f_p(t1); i(t+Dt))$$

Le volume d'eau infiltré au temps (t+Dt) est donc :

$$(8) \qquad F(t+Dt) = F(t) + f(t+Dt).Dt$$

Nous avons alors besoin du nouveau temps t_{eq} (noté t_{eq1}) pour l'itération suivante :

Si $f(t+Dt) = f_p(t1)$, alors $t_{eq1} = t_1$

Si $f(t+Dt) = i(t+Dt)$, alors le calcul de t_{eq1} se fera avec une procédure itérative. Nous avons retenu la procédure de Newton-Raphson :

Initialisation :

$$(9) \qquad \begin{aligned} t_{eq1}(n) &= t_{eq} + \frac{Dt}{2} \\ F = 0 &= f_c.t + \frac{f_0 - f_c}{\beta}.(1 - e^{-\beta.t}) - M \end{aligned}$$

où M est la véritable d'eau infiltrée cumulée.

$$(10) \qquad F' = f_p(t) = f_c + (f_0 - f_c).e^{-\beta.t}$$

D'où la nouvelle évaluation de t_{p1} :

$$(11) \qquad t_{eq1}(n+1) = t_{eq1}(n) + \frac{F}{F'}$$

Le critère de convergence est rapide :

$$(12) \qquad \left|\frac{F}{F'}\right| \le 0.001.Dt$$

Programmation du modèle de Green & Ampt

Un ordre de grandeur des volumes infiltrés peut être obtenu en supposant que l'état défini au début d'un pas de temps est valable pour tout l'intervalle de temps.

Ainsi, au temps t=0, le volume d'eau infiltré cumulé est nul, donc F(t=0) = 10^{-3} (tests de sensibilité sur le choix arbitraire de cette valeur). Puis, pour le temps t courant, la capacité d'infiltration vaut $f_p(t)$ qui se calcule de la façon suivante :

$$(13) \qquad f_p(t) = K.\left[1 + \frac{(\Phi - \theta_i).S_f}{F(t)}\right]$$

$$(14) \qquad f_p(t) = \min(f_p(t); i(t+Dt))$$

Le volume infiltré cumulé au temps (t+Dt) s'exprime par :

$$(15) \qquad F(t+Dt) = F(t) + f_p(t).Dt$$

On vérifiera que les valeurs des temps de ponding sont bien négligeables dans les cas étudiés. Dans le cas contraire, on devra adopter un algorithme plus complexe pour lequel on supposera toujours que l'état défini au début d'un pas de temps est valable pour tout l'intervalle de temps. En supposant connu l'état à t, on évalue l'état à t+Dt par :

$$(16) \qquad F(t+Dt) - F(t) - (\Phi - \theta_i).Sf.\ln\frac{F(t+Dt) + Sf.(\Phi - \theta_i)}{F(t) + Sf.(\Phi - \theta_i)} = K.Dt$$

qui sera résolu soit par substitution soit par Newton.

Notons que la méthode de programmation du modèle de Green & Ampt fait apparaître le volume initial infiltré au début de la simulation qui ne peut être nul. Nous avons donc testé l'influence de la valeur de ce volume initial infiltré pour un sol donné :

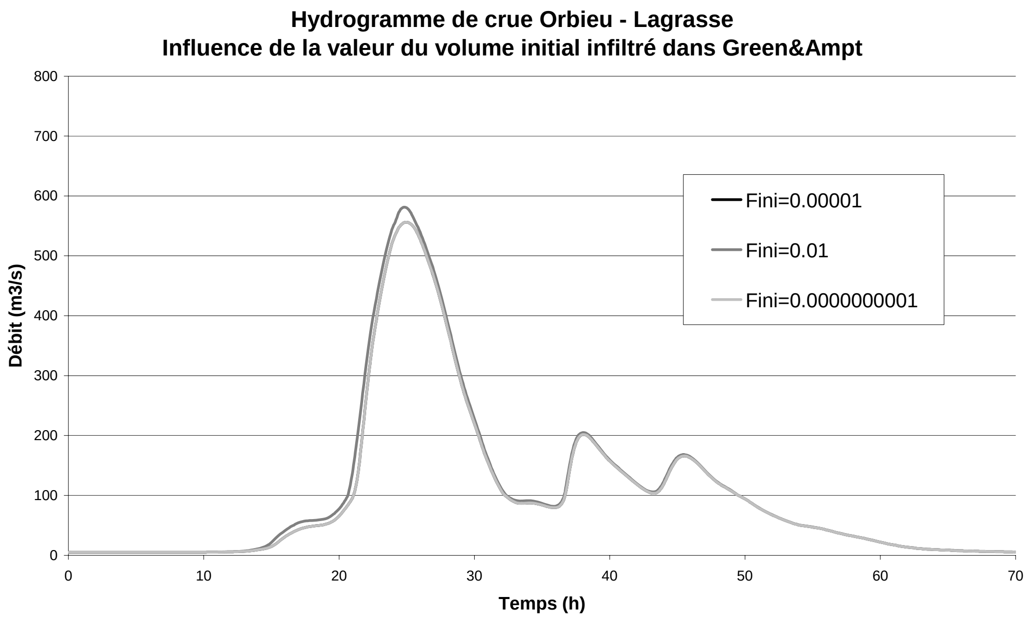


Fig 167.: Sensibilité à la valeur de l'infiltration cumulée – modèle de Green & Ampt
Cette valeur est sans influence notable sur les résultats.

ANNEXE 3 : MESURES DE L'ERREUR COMMISE SUR UNE PREVISION

Selon (Lettenmaier & Wood, 1993), la précision de la prévision est une mesure de l'erreur commise sur cette prévision. Il faut donc comparer les valeurs comparées aux valeurs simulées.

Les erreurs sur les prévisions peuvent être systématiques (récurrentes) ou aléatoires (dues à des conditions spécifiques).

Notons $Q_f(i)$, l'hydrogramme de crue simulé et $Q_o(i)$ l'observé. Mf et Mo sont les moyennes de ces quantités :

98) $$M_f = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Q_f(i) \quad and \quad M_o = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Q_o(i)$$

Les mésures des erreurs sur les prévisions les plus utilisées sont les suivantes :

99)
$$Biais = B = M_f - M_o$$
$$Mean\,Squared\,Error = MSE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left[Q_f(i) - Q_o(i)\right]^2$$
$$Variance = V = MSE - B^2$$
$$Mean\,Absolute\,Error = MAE = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|Q_f(i) - Q_o(i)\right|$$
$$Squared\,Correlation\,Coefficient = R^2 = \left[\frac{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Q_o(i).Q_f(i) - M_o.M_f}{\left(\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Q_o^2 - M_o^2\right).\left(\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} Q_f^2 - M_f^2\right)}\right]^2$$

100) $$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_f(i) - Q_o(i)\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(Q_o(i) - M_o\right)^2}$$

- Ababou R. & Bagtzolglou A. (1993). BIGFLOW, a Numerical Code for Simulating Flow in Variably Saturated, Heterogeneous Geologic Media (Theory and User's Manual Ver.1.1). NUREG/CR-6028, US NRC Report, Government Printing Office., Washington DC, USA.
- Ababou R., McLaughlin D., Gelhar W. & Tompson A. (1985). Numerical simulation of satured/unsatured flow fields in randomly heterogeneous porous media.International symposium on the stochastic approach to subsurface flow. Ed. hydrogéologie G., CNRS, Montvillargenne.
- Ababou R. & Tregarot G. (2002). Coupled Modeling of Partially Saturated Flows : Macro-Porous Media, Interfaces, and Variability. Proceedings CMWR 2002, XIV International Conf. on Computational Methods in Water Resources, Delft, The Netherlands, 8pp.
- AGI. (1972). Glossary of grology. DC, Washington.
- Albergel J. (2003). le modèle hortonien.Genèse des crues et des inondations. Ed. SHF, Paris, ENGREF.
- Alquier M., Chorda J., Dartus D., Estupina - Borrell V., Llovel C. & Maubourguet M.M. (2002). PACTES- La chaîne de prévision du Thoré. Research Contract, Toulouse.
- Alquier M., Dartus D., Maubourguet M.M., Chorda J., Estupina V., Gonzalès V. & Dupuy S. (2000). L'eau et le feu. Rapport n° Rapport de Contrat N°13268/98/I-DC pour l' European Space Agency/ESRIN, Research Contract : ESA - SCOT - IMFT.
- Ambroise B. (1998). Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1- processus et facteurs. Revue des sciences de l'eau. 4, 471-495.
- Artan G.A., Neale C.M.U. & Tarboton D.G. (2000). Characteristic length scale of input data in distributed models: implications for modeling grid size. Journal of Hydrology. 227 (1-4), 128-139.
- ASCE. (1996). Hydrology handbook. ASCE, New York, 2nd éd.
- Barrau C., Bouchama S., Ecuyer R., Gastinet L. & Groud F. (2003). Bureau d'Etudes Industrielles Energies Renouvelabes et Environnement : Modélisation hydrologique et réaction en cas de crue. ENSEEIHT, Toulouse.
- Betson R.P. (1964). What is watershed runoff? Journal of geophysical Research. 69 (8), 1541-1552.
- Beven K. (1992). The future of distributed modelling. Hydrol. Processes. 6, 253-254.
- Beven K.J. (1982). On subsurface stormflow : an analysis of response times. Hydrologycal sciences Journal. 4(12), 505-521.
- Beven K.J. (1982). On subsurface stormflow : Prediction with simple kinematic theory for satured and unsatured flows. Water Ressources Research. 18(6), 1627-1633.
- Beven K.J. (1989). Changing ideas in hydrology, the case of physically-based models. Journal of hydrology. 105 (157-172).
- Beven K.J. (1997). Distributed Hydrological Modelling - Applications of the TOPMODEL concept. Wiley & sons, Landcaster, UK, vol. 1.

- Beven K.J. & Kirkby M.J. (1979). A physical based, variable contributing areas model of basin hydrology. Hhydrology Sc. Bull. 21 (1), 43-69.
- Bian L. & Walsh S. (1993). Scale dependencies of vegetation and topography in a montaneous environment in Montana. Prof. Geogr. 45, 1-11.
- Blazkova S. & Beven K. (1997). Flood frequency prediction for data limited catchments in the Czech Republic using a stochastic rainfall model and TOPMODEL. Journal of Hydrology. 195, 256-278.
- Blöschl G. & Sivapalan M. (1995). Scales issues in hydrological modelling : a reveiw., Wiley, Chichester.
- Boiffin J. (1982). La dégradation structurale des couches superficielles des sols sous l'action des pluies. Institut national agronomique Paris-Grignon, Paris.
- Bonell M. (1993). Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. Journal of Hydrology. 150, 217-275.
- Booij M.J. (2002). Appropriatemodelling of climate change impacts on river flooding. Twente.
- Borgniet L., Estupina-Borrell V., Dartus D. & Puech C. (2003). Les MNT pour le routage des crues éclair sur les bassins versants : robustesse et cohérence ; précision nécessaires. Canadian Journal of Remote Sensing. 29, 734-740.
- Bousquet J.C. (1997). Géologie du Languedoc Roussillon. Les presses du Languedoc / Editions du BRGM.
- Bressand F. (2001). Le projet ALTHAIR du service d'annonce des crues eclair.167ième session du Comité scientifique et technique de la Société Hydrotechnique de France : Imagerie satellitaire et radar au service de l'eau. Ed. SHF, Toulouse France.
- Cadet P. & Albergel J. (1999). Passive transport of phytoparasitic nematodes by runoff water in the Sudano-Sahelian climatic area. Journal of Hydrology. 214 (1-4), 91-102.
- CANOE (1999). logiciel d'hydrologie urbaine - manuel d'utilisation. SOGREAH ALISON INSA.
- Cappus P. (1960). Etudes des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. La Houille Blanche. A, 493-520.
- Carbonnel J.P. (1995). Definition des crues http://webworld.unesco.org/water/ihp/db/glossary/glu/FRDIC/DICCRUE.HTM.
- Carlier M. (1986). Hydraulique générale et appliquée.
- Carluer N. (1998). Vers une modélisation hydrologique adaptée à l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du réseau anthropique. Pierre et Marie Curie, Lyon.
- Castaings W., Le Dimet F.-X. & Dartus D. (2003). Assimilation de données en hydrologie. Revue de la Société Francaise de Teledection et de Photogrametrie. soumis.
- Cerdan O., Le Bissonnais Y., Couturier A., Bourennane H. & Souchere V. (2002). Rill erosion on cultivated hillslopes during two extreme rainfall events in Normandy, France. Soil and Tillage Research. 67 (1), 99-108.

- Charleux-Demargne J. (2001). Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'hydrologie - Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants. Université de Marne-la-Vallée, Montpellier.
- Cheze J.-L. & Helloco F. (1999). The HYDRAM Project of Météo-France : a Quality-based approach for quantitative radar measurements. Prepr. 29th Conf. On Radar Meteorology, Montréal.
- Chorda J. & Maubourguet M.M. (2000). Flood propagation.7th TELEMAC users club. Ed. EDF-SOGREAH, Grenoble.
- Chow V.T. (1959). Open Channel Hydraulics. Harmer E. Davis, consulting Editor.
- Chow V.T., Maidment D.R. & Mays L.W. (1988). Applied hydrology. Mc Graw-Hill International Editions.
- Clark C.O. (1945). Storage and the unit hydrograph. Trans. Am; Civil Engrs. 110, 1419-1488.
- Corradini C. & Singh V.P. (1985). Effect of spatial variability of effective rainfall on direct runoff by geomorphologic approach. Journal of Hydrology. 81, 27-43.
- Cosandey C. (1999). Génèses de crues cévenoles dans les bassins élémentaires. L'exemple du bassin de la Latte.crues de la normale à l'extrême, SHF, Lyon - france, 35-44.
- Cosandey C. & Robinson M. (2000). Hydrologie continentale, Paris.
- Crawford N.H. & Linsley R.K.J. (1966). Digital simulation in hydrology. Dept of civil engineering, Stanford university, Stanford.
- Datin R. (1998). Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développements de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie. Application au bassin versant de l'Ardèche. INPG, Grenoble.
- DIREN. (1999). Bulletin hydrologique en Languedoc Roussillon. DIREN LR.
- Duband D. (1999). Réflexion actuelle sur la prévision hydrométéorologique.La gestion des risques liés aux inondations rapides et lentes - colloque d'Hydrotechnique, 161ième session du Comité scientifique et Technique, Paris, vol. Publications Société Hydrotechnique de France, 65-76.
- Ducuing J., Grazzini F., Robert de Saint Vincent A., Estupina Borrell V., Dartus D., Alquier M. & Goutorbe J. (2003). Improving flood management by use of space techniques, advanced modeling and information system technology.International Conference on Advances in Flood Forecasting in Europe - poster. Ed. R3395 W.D.H.R., Rotterdam, The Netherlands, vol. book of abstracts, 57 + poster.
- Dunne T. (1983). Relation of field studies and modelling in the prediction of storm runoff. J Hydrol. 65, 25-48.
- Dunne T., Moore T.R. & T.C. H. (1975). Recognition and prediction of runoff producting zone s in humid region. Journ. Sci. Hydrol. 3, 305-327.
- Durand P., Robson A. & Neal C. (1992). Modelling the hydrology of submediterranean montane catchments (Mont-Lozère, France) using TOPMODEL : initial results. Journal of Hydrology. 139, 1-14.
- Esteves M., Faucher X., Galle S. & Vauclin M. (2000). Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. Journal of Hydrology. 228 (3-4), 265-282.

- Estupina V., Gonzales G., Alquier M., Chorda J., Dartus D., Le Guennec B. & Maubourguet M.M. (2000). Les risques d'inondations - cartographie des aléas. Rapport n° tome 1/3, Resaerch Contract : CNES - programme ADEMA2000 : SCOT - IMFT, Toulouse.
- Estupina-Borrell V. & Dartus D. (2003). Evaluation of some flash flood forecast models : TOPMODEL & MARINE.River basin management 2003. Ed. Brebbia C.A., WIT press, Las Palmas, Gran Canaria, 45-54.
- Estupina-Borrell V., Dartus D. & Alquier M. (2003). Precision and pertinence linked to flash flood risk forecast.River basin management 2003. Ed. Brebbia C.A., WIT press, Las Palmas, Gran Canaria, a paraitre.
- Fairfield J. & Leymarie P. (1991). Drainage networks from grid digital elevation models. Water Resources Research. 27(5), 709 - 771.
- Fortin J.P., Moussa R., Bocquillon C. & Villeneuve J.P. (1995). HYDROTEL, un modèle hydrologqiue pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. Revue des sciences de l'eau. 8(1), 31p.
- Franchini M., Wendling J., Obled C. & Todini E. (1996). Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. Journal of Hydrology. 175 (1-4), 293-338.
- Freeze R. (1972). Role of subsurface flow in generating surface runoff, 1, base flow contributions to channel flow. Water Ressources Research. 8 (3), 609-623.
- Garçon R. (1999). Modèle global pluie débit pour la prévision et la prédétermination des crues.Crues de la normale à l'extrême, SHF, Lyon, 115-126.
- Gascuel-Odoux C., Merot P. & Durand P. (1999). Genèse des crues normales dans les petits bassins versants ruraux.crues de la normale à l'extrême, SHF, Lyon - france, 25-34.
- Gaume E. (2002). Eléments d'analyse sur les crues éclair, Paris.
- Goulet L. & Gregoris Y. (2001). Apports d'une représentation physique des processus de surface pour la prévision des crues rapides.Atelier sur le couplage de modèles atmosphériques et hydrologiques, Groupe de travail mixte PATOM-PNRH CNRS, Toulouse, 87-91.
- Gregoris Y., Lavabre J. & Descouche C. flash flood early warning : the AIGA method. http://www.cosis.net/abstracts/PLC5/00102/PLC5-A-00102.pdf.
- Giraud F., Faure J.B., Zimmer D., Lefeuvre J.C. & Skaggs R.W. (1997). Modélisation hydrologique d'une zone humide complexe. Journal of irrigation. 123/5.
- Habets F. & Saulnier G.M. (2001). Subgrid runoff parametrization. Physics and Chemistry of the Earth : part B : Hydrology, Oceans, Atmosphere. 26, 455-459.
- Henderson F. & Wooding R. (1964). Overland flow and groundwater from a steady rainfall of finite duration. J. Geophys. Res. 69(8), 1531-13540.
- Hewlett J.D. (1961). Watershed management, some ideas about dtorm runoff and baseflow. USDA Forest Service, Aschville, Carolona.
- Hewlett J.D. & Hibbert R.A. (1967). Factors affecting the response of small watershed to precipitation in humid area.Forest Hydrology. Ed. W.E. S., Pergamon N.Y., 275-290.
- Hillel D. (1974). L'eau et le sol, principes et processus physiques, Louvain, Belgique, Vanderème éd.

- Holtan H.N. (1961). A concept for infiltration estimates in watershed engineering. USDA Bull, 41-51.
- Horton R.E. (1933). The role of infiltration in the hydrological cycle. Transaction - American Geophysical Union. 14, 446-460.
- Horton R.E. (1940). An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. Soil Sc. Soc. Am. 5, 399-417.
- IAHS, UNESCO & WMO. (1974). Flash floods, proceedings of the Paris symposium. Ed. IAHS-UNESCO-WMO, vol. publication 112.
- IFEN (2002). Catastrophes naturelles et plans de prévention des risques. Les données de l'environnement : risques naturels, 1-4.
- Iorgulescu I. & Jordan J.P. (1994). Validation of TOPMODEL on a small Swiss catchment. Journal of hydrology. 159, 255-273.
- Iorgulescu I. & Jordan J.P. (1997). Analyse du comportement hydrologique par une approche intégrée à l'échelle du bassin versant, application au bassin de la Haute Mentue. Ecole Polytechnique fédérale de Lausanne.
- Jones J. (1997). The role of natural pipeflow in hillslope drainage and erosion : extrapolating from the Maesnant data. Phys. Chem. Earth. 22 (3-4), 303-308.
- Kavvas M.L. (1998). Areally-averaged overland flow equations at hillslope scale. Hydrological sciences journal. 43 (3), 361-378.
- Kenward T., Lettenmaier D.P., Wood E.F. & Fielding E. (2000). Effects of Digital Elevation Model Accuracy on Hydrologic Predicitions. Remote Sensing of Environment. 74, 432-444.
- Klemes V. (1983). Conceptualization and scale in hydrology. Journal of Hydrology. 65 (1-3), 1-23.
- Krajewski F.W., Lakshmi V., Georgakakos K.P. & Subhash C.J. (1991). A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model. Water Resources Research. 27 (1), 119-128.
- Kull D.W. & Feldman A.D. (1998). Evolution of Clark's unit graph method to spatailly distributed runoff. J. of Hydrol. Engng., ASCE. 3 (1), 9-19.
- Lanza L. (2000). What is a flash flood ? University of Genova. Flash flood laboratory.
- Laurenson E.M. (1964). A catchment storage model for runoff routing. J. of Hydrololy. 2, 141-163.
- Lettenmaier D.P. & Wood E.F. (1993). Hydrologic forecasting. Handbook of Hydrology, 26.1-26.30.
- Liu Z. & Todini E. (2002). Towards a comprehensive physically-based rainfall runoff model. Hydrology & Earth System Sciences. 6(5), 859-881.
- Llamas J. (1993). Hydrologie générale - Principes d'application. Gaetan Morin editeur, Canada.
- Llovel C. & Dartus D. (2003). Search of the useful extraction of high resolution remote sensed data for runoff modeling. Workshop on Hydrology from space, Toulouse, France,, vol. book of abstracts, poster.
- Louy O., Borne F. & Marceau D. (1997). Étude de la variabilité spatiale de couverts forestiers en fonction de l'échelle d'observation.VIIes Journées scientifiques du Réseau Télédétection de l'AUPELF-UREF, Sainte-Foy, Québec, Canada.

- Maidment D.R. (1993). Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS., Proceedings of HydroGIS'93. IAHS, 211.
- Maidment D.R. (1993). Handbook of hydrology.
- Mallants D. & Feyen J. (1990). Quantitative and qualitative aspects of surface and groundwater flow, vol. 2.
- Marceau D.J., Howarth P.J. & Gratton D.J. (1994). Remote sensing and the measurement of geographical entities in a forested environment. 1. The scale and spatial aggregation problem. Remote Sensing of Environment. 49 (2), 93-104.
- MATE (2000). Les crues des 12,13 et 14 novembre 1999 dans l'Aude, l'Hérault, les Pyrénées Orientales et le Tarn., Ministère de l'Aménagement, du Territoire et de l'Environnement - Inspection générale de l'environnement.
- Meentemeyer V. (1989). Geographical perspectives of space, time and scale. Landscape Ecology. 3, 163-173.
- Mein R.G. & Larson C.L. (1973). Modeling infiltration during a steady rain. Water Resources Research,. 9 (2), 384-394.
- Mesa O. & Poveda G. (1993). The Hurst effect : the scale of fluctuation approach. Water Resources Research. 29 (12), 3995-4002.
- Ministère_Agriculture. (1980). Synthèse nationale sur les crues des petits bassins versants., SRAE, CTGREF.
- Montz B.E. & Gruntfest E. (2002). Flash flood mitigation : recommendations for research and applications. Environmental Hazards, 1-15.
- Moody A. & Woodcock C.E. (1995). The influence of scale and the spatial characteristics of landscapes on land-cover mapping using remote sensing. Landscape Ecol. 10, 363-379.
- Moore I. & Foster G. (1990). Hydraulics and overland flow. 215-254.
- Morel-Seytoux H.J. (1988). Recipe for a simple but physically based approach to infiltration under variable rainfall conditions. 1988 hydrology Days, Colo., 226-247.
- Morel-Seytoux H.J. (1989). Unsatured flow in hydrologic modeling : theory and practice, Boston.
- Nelson J.E. & Jones N.L. (1995). Reducing elevation roundoff error in DEMs. J. of Hydrololy. 169, 37-49.
- Neveu J. & Perrot X. (2002). Validation d'un modèle pluie-débit à partir d'une base de données d'événements extrêmes., INPT - DEA, Toulouse.
- Niemczynowicz J. (1987). Storm tracking using raingauge data. Journal of Hydrology. 93, 135-152.
- Obled C. (1999). le versant et le bassin versant : quelques aperçus sur la formation des crues et la production du ruissellement. Crues de la normale à l'extrême, SHF, Lyon - france, 5-23.
- Obled C., Wendling J. & Beven K. (1994). The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns : an evaluation using observed data. journal of hydrology. 159, 305-333.
- O'Callaghan J.F. & Mark D.M. (1984). The extraction of drainage networks from digital elevation data. Comput. Vision, Graphics and Image Process. 28, 323-344.
- Oki. (2002) PUB. oral com., Brasilia.

- Palop Rabat D. (2003). Stage de fin d'étude : Modélisation des crues éclair avec HEC HMS. Toulouse, Responsables : Estupina-Borrell, V. & Dartus, D.
- Paniconi C., Troch P., van Loon E. & Hilberts A. (2003). Hillslope-storage Boussinesq model for subsurface flow and variable source areas along complex hillslopes: 2. Intercomparison with a three-dimensional Richards equation model. Water Resour. Res. 39(11), 1317.
- Patton P. & Baker V. (1976). Morphometry and floods in small drainage subjest to diverse hydromorphic controls. Water Ressources Research. 12 (5), 941-952.
- Perrin C. (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie - débit au travers d'une approche comparative. INPG, Grenoble, 530p.
- Peugeot C., Esteves M., Galle S., Rajot J.L. & Vandervaere J.P. (1997). Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. Journal of Hydrology. 188-189 (1-4), 179-202.
- Ponce V.M. (1989). Engineering Hydrology, principles and pratice, New Jersey.
- Puech C. (1993). Détermination des états de surface par télédétection pour caractériser les écoulements des petits bassins versants - application à des bassins en zone méditerranéenne et en zone tropicale sèche. Université Joseph Fourier, Grenoble I.
- Puech C. (2000). Utilisation de la télédétection et des modèles numériques de terrain pour la connaissance du fonctionnement des hydrosystèmes. Mémoire en vue d'obtenir une Habilitation à Diriger des Recherches. INPG Grenoble.
- Puech C., Dartus D., Bailly J. & Estupina-Borrell V. (2004). Hydrologie distribuéee, Télédétection et problèmes d'échelle. SFTP, 13p - acceptée.
- QUINN P., BEVEN K.J. & LAMB R. (1995). The ln(a/tanb) index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework. Hydrol. Process. 9, 161-182.
- Remenieras G. (1986). L'hydrologie de l'ingénieur, Paris.
- Ribolzi O., Andrieux P., Valles V., Bouzigues R., Bariac T. & Voltz M. (2000). Contribution of groundwater and Overland flows to storm generation in a cultivated Mediterranean catchment. Journal of Hydrology. 233, 241-257.
- Rivrain J.C., Météo France & l'Environnement M.d. (1997). Les épisodes orageux à précipitations extrêmes sur les régions méditerranéennes de la France, vol. 4.
- Rodriguez-Iturbe I., Devoto G. & Valdes J.B. (1979). Discharge response analysis and hydrologic similarity : the interrelation between the geomorphologic IUH and the storms characteristics. Water Resosources Research. 15 (6), 1435-1444.
- Rodriguez-Iturbe I. & Mejia J.M. (1974). On the transformation from point rainfall to areal rainfall. Water Resosources Research. 10 (4), 729-735.
- Saghafian B. & Julien P.Y. (1995). Time to equilibrium for spatially variable watersheds. Journal of hydrology. 172, 231-245.
- Saghafian B., Julien P.Y. & Rajaie H. (2002). Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. Journal of hydrology. 261, 193-203.
- Saulnier G.M. (1996). Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL. INPG, Grenoble.

- Saulnier G.M., Beven K. & Obled C. (1997). Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. Journal of hydrology. 202, 158-172.
- SCS. (1986). Urban hydrology for small watersheds, technical report 55., USDA, Springfield, VA.
- Sherman L.K. (1941). The unit hydrograph and its application. Bull. Ass. State Eng. Soc. 17, 4-22.
- Short D. (2000). Flash Flood Climatology & Omaha 1999. University of Nebraska - Lincoln.
- Simmons M.A., Cullinan V.I. & Thomas J.M. (1992). Satellite imagery as a tool to evaluateecological scale. Land. Ecol. 7, 77-85.
- Singh V. (1988). Hydrologic systems, vol. 1 : Rainfall - Runoff modeling.
- Sivapalan M. (2003). Process complexity at hillslope scale, process simplicity at watershed scale : is there a connection ? Geophysical Research. 5, 07973.
- Sivapalan M. & Bloschl G. (1998). Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity-duration-frequency curves. Journal of Hydrology. 204 (1-4), 150-167.
- Souchere V., Cerdan O., Ludwig B., Le Bissonnais Y., Couturier A. & Papy F. (2003). Modelling ephemeral gully erosion in small cultivated catchments. CATENA. 50 (2-4), 489-505.
- Thirriot C. (1980). Le devenir prochain de la pluie : infiltration ou ruissellement. la houille blanche. 4/5, 259-265.
- Todini E., O'Connell P.E., Levizzani V., Hannessen R., Marsiligli M., Jern M., Albertoni P.P., Meneguzzo F., Szturc J. & Burlando P. (2003). The MUSIC project.International Conference on Floodforecasting in Europe. Ed. Hydraulics D., Rotterdam, 63.
- Tregarot G. (2000). Modélisation couplée des écoulements à saturation variable avec hétérogénéités, forçages et interfaces hydrologiques, Toulouse.
- Tribe A. (1992). Automated recognition of valley lines and drainage networks from digital elevation models : a review and a new method. J. of Hydrology. 139, 263-293.
- Troutman B. (1983). Runoff predictions errors and biais in parameters estimation induced by spatial variability of precipitation. Water Ressources Research. 19 (3), 791-810.
- USACE. (1979). Introduction and application of kinematic wave routing techniques using HEC-1. Hydrologic engineering center, Davis, CA.
- USACE. (1981). HEC-1, Flood Hydrograph package, Users manual.
- USDA. (1986). Urban hydrology for small watersheds. Washington.
- Vahyne. Analyse de l'épisode pluvieux du 12 et 13 novembre 1999. Rapport n° www.environnement.gouv.fr/telch/2001-t1/inondation/lhm1.pdf, univ Montpellier II. UMR5569 IRD CNRS.
- Walsh S.J., Crawford T.W., Welsh W.F. & Crews-Meyer K.A. (2001). A multiscale analysis of LULC and NDVI variation in Nang Rong district, northeast Thailand. Agriculture, Ecosystems & Environment. 85 (1-3), 47-64.
- Webster N. (1965). Webster 's Seventh New Collegiate Dictionnary, Springfield, Mass.

- Western A.W. & Bloschl G. (1999). On the spatial scaling of soil moisture. Journal of Hydrology. 217 (3-4), 203-224.
- Wigmosta M.S., Vail L.W. & Lettenmaier D.P. (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. Water Ressources Research. 30, 1665-1679.
- Wood E.F. & Hebson C.S. (1986). On hydrologic similarity. 1 : Derivation of the dimensionless flood frequency curve. Water Resosurces Research. 22 (11), 1549-1554.
- Wooding R.A. (1965). A hydraulic model for the catchment-stream problem : I. Kinematic-wave theory. Journal of Hydrology. 3 (3-4), 254-267.
- Woolhiser D. & Liggett J. (1967). Unsteady, one-dimensional flow over a plane - the rising hydrograph. Water Resosurces Research. 3 (3), 753-771.
- Zhang W. & Montgomery D.R. (1994). DEM grid size, landscape representation and hydrologic simulations. Water Ressources Research. 30, 1019-1028.
- Zribi M., Mascle-le Hegarat S., Zin I. & Guerin C. (2003). Combining radar remote sensing data and topographic analysis for a soil surface moisture disaggregation scheme development. Hydrology from space. Ed. LEGOS C.-. Toulouse, France, vol. Poster and abstract.

RESUME DE THESE

La présente thèse traite de la prévision des crues dévastatrices engendrées par des aléas extrêmes et se situant principalement dans des régions méditerranéennes françaises, souvent qualifiées de crues « éclair ».

Une analyse des différents processus hydrologiques principalement responsables de la genèse et de la propagation de telles crues montre qu'une modélisation distribuée à base physique à l'échelle temporelle de la crue (moins de 2 jours) et à l'échelle spatiale de petits bassins versants méditerranéens (moins de 1 000 km^2) apparaît comme pertinente.

Parmi les modèles déjà existants, répondant au moins partiellement aux critères requis et disponibles au moment de l'étude, TOPMODEL et HECHMS ont été mis en oeuvre. Les résultats obtenus ne sont pas pleinement satisfaisants, soit car ces modèles nécessitent des chroniques pluie - débit correspondant à ces événements particuliers -chroniques rarement disponibles-, soit car la variabilité spatiale et les caractéristiques des processus physiques influents ne sont pas suffisamment prises en compte par ces modèles.

Afin de palier ces inconvénients, un modèle (MARINE pour Modélisation pour l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des évéNements Extrêmes) a été conçu dans le cadre de cette thèse. Il s'agit d'un modèle pluie – débit qui intègre l'imagerie satellitale et les pluies issues du RADAR météorologique et qui ne nécessite pas de longues chroniques pluie - débit pour son calage. Afin que MARINE puisse être adapté d'une part aux échelles des données issues de l'imagerie satellitale et d'autre part à l'échelle objectif à laquelle les prévisions doivent être réalisées, différentes modélisations hydrologiques ont dû être mises en cascades pour franchir, par une méthode agrégative, ce saut d'échelles.

Ce modèle a fourni des résultats très encourageants sur la crue de l'Aude de novembre 1999 pour différents sous bassins et à l'échelle du bassin entier, mais aussi pour des crues survenues dans le département du Gard en 1995. Son implémentation en 2002 dans un service d'annonce des crues français (dans le cadre du projet PACTES) et sa future implantation opérationnelle au SCHAPI offrent de réelles applications temps réel de ce code.

TITLE

Towards a hydrological model for operational flash floods forecasting

DISCIPLINE

Hydrologie

MOTS CLES

Hydrologie, Prévision opérationnelle, Télédétection, Crues éclair, Modélisation, Echelles.

LABORATOIRE DE RATTACHEMENT

Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse -UMR
Allée du Pr. Camille Soula, 31400 Toulouse.

Co-encadrement et co-financement par la société SCOT, Parc de la Grande Plaine. 5, rue Brindejonc des Moulinais. BP 75878. 31506 Toulouse cedex 5.